

THÈSES

PRÉSENTÉES A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

M. STOYAN PAVLOVITCH

Première thèse :

LES

ROCHES ÉRUPTIVES BASIQUES DE ZLATIBOR (YOUGOSLAVIE)

Deuxième thèse :

**STRUCTURE CRISTALLINE
ET CONSTITUTION CHIMIQUE DES MICAS**

Soutenues le 71 JUIL 1936 devant la commission d'examen

MM. CH. JACOB, *Président*

A. MICHEL-LÉVY }
J. WYART } *Examineurs*

PARIS

—
1936



Digitized by the Internet Archive
in 2026

THÈSES

PRÉSENTÉES A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS
POUR OBTENIR
LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

M. STOYAN PAVLOVITCH

Première thèse :

LES

ROCHES ÉRUPTIVES BASIQUES DE ZLATIBOR (YUGOSLAVIE)

Deuxième thèse :

**STRUCTURE CRISTALLINE
ET CONSTITUTION CHIMIQUE DES MICAS**

Soutenues le juillet 1936 devant la commission d'examen

MM. CH. JACOB, *Président*
A. MICHEL-LÉVY } *Examineurs*
J. WYART }

PARIS

—
1936

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

MM.

Doyen honoraire..... M. MOLLIARD.
Doyen C. MAURAIN, Professeur, Physique du globe.

Professeurs honoraire.	H. LE CHATELIER.	Rémy PERRIER.	PECHARD.	JANET.
	H. LEBESGUE.	Léon BRILLOUIN.	FREUNDLER.	LESPIEAU.
	A. FERNBACH.	GOURSAT.	AUGER.	MARCHIS.
	A. LEDUC.	WALLERANT.	BLAISE.	MOUTON.
	Émile PICARD.	GUILLET.	DANGEARD.	VESSIOT.

PROFESSEURS

G. BERTRAND....	T	Chimie biologique.	ROBERT-LÉVY ...	Zoologie.
M. CAULLERY....	T	Zoologie (Évolution des êtres organisés).	F. PICARD.....	Zoologie (Évolution des êtres organisés).
G. URBAIN.	T	Chimie générale.	HENRI VILLAT... T	Mécanique des fluides et applications.
Emile BOREL....	T	Calcul des probabilités et Physique mathém.	Ch. JACOB..... T	Géologie.
Jean PERRIN....	T	Chimie physique.	P. PASCAL..... T	Chimie minérale.
H. ABRAHAM	T	Physique.	M. FRÉCHET.... T	Calcul différentiel et Calcul intégral.
E. CARTAN.....	T	Géométrie supérieure.	E. ESCLANGON... T	Astronomie.
M. MOLLIARD ...	T	Physiologie végétale.	M ^{me} RAMART-LUCAS..... T	Chimie organique.
L. LAPICQUE....	T	Physiologie générale.	H. BÉGHIN..... T	Mécanique physique et expérimentale.
A. COTTON.....	T	Recherches physiques.	FOCH.....	Mécanique expérimentale des fluides.
J. DRACH.....	T	Analyse supérieure et Algèbre supérieure.	PAUTHENIER....	Physique (P.C.B.).
Charles FABRY... T		Enseignement physique.	DE BROGLIE..... T	Théories physiques.
Charles PÉREZ... T		Zoologie.	CHRÉTIEN.....	Optique appliquée.
Léon BERTRAND. T		Géologie structurale et géologie appliquée.	P. JOB.....	Chimie générale.
P. PORTIER.....	T	Physiologie comparée.	LABROUSTE.....	Physique du Globe.
E. RABAUD.....	T	Biologie expérimentale.	PRENANT.....	Zoologie.
M. GUICHARD....	T	Chimie minérale.	VILLEY.....	Mécanique physique et expérimentale.
Paul MONTEL ... T		Théorie des fonctions et Théorie des transformations.	BOHN.....	Zoologie (P.C.B.).
P. WINTREBERT. T		Anatomie et histologie comparées.	COMBES.....	Botanique (P.C.B.)
L. BLARINGHEM.. T		Botanique.	GARNIER..... T	Mathématiques gén.
O. DUBOSCQ....	T	Biologie maritime.	PÉRÈS.....	Mécanique des fluides.
G. JULIA.....	T	Mécanique analytique et Mécanique céleste.	HACKSPILL.....	(Chimie (P. C. B.)
C. MAUGUIN.....	T	Minéralogie.	LAUGIER.....	Physiologie générale.
A. MICHEL-LÉVY. T		Pétrographie.	TOUSSAINT.....	Technique Aéronautique.
H. BÉNARD.....	T	Mécanique expérimentale des fluides.	M. CURIE.....	Physique (P.C.B.).
A. DENJOY.....	T	Application de l'analyse à la Géométrie.	G. RIBAUD..... T	Hautes températures.
L. LUTAUD.....	T	Géographie physique et géologie dynamique.	CHAZY..... T	Mécanique rationnelle.
Eugène BLOCH..		Physique théorique et physique céleste.	GAULT.....	Chimie (P.C.B.).
G. BRUHAT.....		Physique.	CROZE.....	Physique.
E. DARMOIS....	T	Enseign. de Physique.	DUPONT..... T	Théories chimiques.
A. DEBIERNE....	T	Radioactivité.	LANQUINE.....	Géologie.
A. DUFOUR.....	T	Physique (P. C. B.).	VALIRON.....	Mathématiques gén.
L. DUNOYER....	T	Optique appliquée.	BARRABÉ.....	Géologie structurale et géologie appliquée.
A. GUILLIERMOND. T		Botanique.	MILLOT.....	Zoologie (P.C.B.).
M. JAVILLIER....		Chimie biologique.	F. PERRIN.....	Théories physiques.
L. JOLEAUD.....		Paléontologie.	VAVON.....	Chimie organique.
			G. DARMOIS....	Calcul des Probabilités et Physique-Math.

Secrétaire..... A. PACAUD.
Secrétaire honoraire..... D. TOMBECK.



A MON MAÎTRE

M. A. LACROIX

SECRÉTAIRE PERPÉTUEL DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES
PROFESSEUR AU MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

Hommage de profonde reconnaissance

A MES PARENTS

LES
ROCHES ÉRUPTIVES BASIQUES DE ZLATIBOR
(YOUGOSLAVIE)

ET LEURS RELATIONS AVEC LES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES
ET SÉDIMENTAIRES ENVIRONNANTES

AVANT-PROPOS

Jusqu'ici les recherches pétrographiques et géologiques sur la Serbie ont été effectuées principalement dans la partie orientale du pays. Peu de géologues se sont occupés de la Serbie occidentale. Tout d'abord le pays paraît assez monotone au point de vue géologique. Trois formations présentent quelque développement. Ce sont des schistes et des grès paléozoïques, des calcaires triasiques occupant une très forte épaisseur (800 m. env.) sur de grandes étendues ; enfin, sporadiquement, le Crétacé supérieur. Au milieu de ces formations surgissent de grands massifs de roches éruptives basiques ; ils frappent surtout par la superficie considérable qu'ils recouvrent (1.300 km²).

C'est en Yougoslavie que se trouve le plus puissant des massifs de roches basiques de la péninsule balkanique. Ceux-ci sont situés sur une « cicatrice » de direction presque NS, qui commence à Zagreb en Croatie, et s'étend jusqu'à Eubea en Grèce. Ce sont le massif de Zagrebačka Gora, de peu d'importance, le massif de Zlatibor, qui fait l'objet de cette étude, le massif de Povlen

à l'est, et au sud, celui de Raška Ibar. En Serbie méridionale, le massif le plus important est celui de Šar Planina. Enfin tout à fait au sud de la cicatrice affleurent les massifs de roches basiques d'Albanie et d'Eubeua en Grèce. L'étude de ces roches est importante non seulement au point de vue pétrographique mais aussi géologique pour établir l'âge de leur mise en place. A ce point de vue, indiquons dès maintenant que ces massifs sont d'âge différents. Ceux du nord sont les plus anciens, sans doute ante-carbonifères, et ceux du sud plus récents ; celui d'Eubeua en Grèce est crétacé. Deux raisons m'ont conduit à étudier le massif de Zlatibor de préférence aux autres : d'abord sa grande étendue, ensuite la découverte de gisements de giobertite qui y sont développés en un point, et présentent un grand intérêt économique.

Mes observations sur le terrain ont été effectuées de 1924 à 1927 et en 1929. J'ai poursuivi ensuite l'étude des roches au Laboratoire de Minéralogie du Muséum National d'Histoire naturelle où j'ai reçu un accueil bienveillant de mon Maître, M. A. LACROIX, Secrétaire Perpétuel de l'Académie des Sciences, auquel je tiens à exprimer l'hommage de toute ma gratitude pour les précieux encouragements qu'il m'a prodigués au cours de mon travail.

A M. J. ORCEL, Sous-Directeur du Laboratoire, j'exprime toute mon affectueuse reconnaissance pour son aide et ses conseils inestimables qui m'ont permis de me familiariser avec les méthodes nouvelles de recherches minéralogiques.

Je remercie M. P. GAUBERT, Sous-Directeur honoraire au Laboratoire, pour les précieux conseils qu'il m'a souvent donnés avec une inlassable complaisance, ainsi que

M^{me} E. JÉRÉMINÉ pour son aide amicale au cours de mon travail.

Je tiens à remercier très vivement M. Ch. JACOB, Membre de l'Institut, Professeur à la Sorbonne, de l'accueil favorable qu'il a bien voulu réserver à ce travail, et M. A. MICHEL-LÉVY, Professeur à la Sorbonne, de ses précieuses et bienveillantes critiques.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à M. L. BERTHOIS, Docteur ès sciences, pour la belle exécution de ma carte et de mes coupes géologiques.

Enfin, c'est grâce à l'aide de mes chers parents que j'ai pu faire exécuter les nombreuses analyses et les sections minces nécessaires à mon travail. Qu'ils trouvent ici le témoignage de ma gratitude filiale.

INTRODUCTION

1. — APERÇU GÉOGRAPHIQUE SUR LA RÉGION DE ZLATIBOR

La région de Zlatibor est située approximativement au centre de la Yougoslavie (latitude N 43°45', longitude E 17°15' de Paris), dans la Serbie occidentale. Elle est occupée par un grand plateau composé de roches basiques ; son altitude moyenne est de 900 m. environ. De nombreux cours d'eau dont les principaux s'écoulent dans la direction EW y ont creusé parfois de grandes vallées atteignant 500 m. de profondeur et présentant par places l'aspect de véritables cañons. Ce plateau est légèrement incliné vers le NE. Son altitude baisse insensiblement jusqu'à 500 m. environ.

Il est bordé par des montagnes calcaires. La plus élevée à l'Est est le mont Murtenica. Viennent ensuite, au Sud, le mont Bić et Zlatar, à l'Ouest et au Nord les hauts plateaux calcaires de Višegrad et de Tara-Ponikve dont les sommets atteignent quelquefois 1600 m.

Au centre de ce plateau, dans la direction NE-SW, se dresse une véritable barrière constituée uniquement par des roches basiques, dont les sommets sont : Tornik (1540 m.), Viogor et Zborište. La principale rivière qui jalonne le massif à l'Ouest est la Drina dont le cours est

dirigé en moyenne du Nord au Sud sauf dans la partie nord où elle forme autour de lui une véritable boucle. Le Lim, moins important, poursuit son cours au Sud. Toutes les autres rivières se déversent à l'Ouest dans la Drina, à l'exception de la Djetinja qui coule vers l'Est.

La partie horizontale et la région NE du plateau de Zlatibor sont complètement dénudées, tandis que la partie montagneuse est couverte d'immenses forêts de pins et de sapins. Les forêts de hêtres se forment sur les roches calcaires. Cette règle est générale et peut à distance servir d'indication au géologue.

La région de Zlatibor est peu habitée. Les principales villes sont : Užice au Nord, Višegrad à l'Ouest et Priboj au Sud.

Les villages sont rares dans le centre du plateau, plus nombreux sur son pourtour. Il existe peu de routes. La partie sud est presque déserte et très difficile à étudier en raison des grandes dénivellations créées par les nombreux cours d'eau.

Le climat est rude, continental. L'été la température oscille entre $+ 30^{\circ}$ et $+ 40^{\circ}$ C. L'hiver est très rigoureux ($- 25^{\circ}$ à $- 30^{\circ}$ C).

2. — ÉTUDES ANTÉRIEURES ET BUT DU PRÉSENT TRAVAIL

La région de Zlatibor, telle qu'elle a été définie dans l'exposé géographique ci-dessus n'avait fait l'objet que de travaux sommaires. J. Žujović (30), dans son important ouvrage sur la géologie de la Serbie, avait signalé l'existence des roches basiques; il les désignait sous le nom d'ophite, et

indiquait approximativement leur étendue, autant que les circonstances le lui permettaient. Dans son travail ultérieur sur « Les roches éruptives de la Serbie » il étudia avec plus de détails quelques serpentines, mais tous ces résultats, très intéressants, ne pouvaient cependant pas donner une idée précise de l'importance que présente cette région pour l'étude des roches éruptives basiques.

Toutefois si, en raison du temps qu'il a pu y consacrer sur le terrain, le travail de M. Žujović nous paraît incomplet aujourd'hui, tous les documents qu'il a fournis sur la région, suivant son itinéraire, sont exacts, bien détaillés et étudiés avec soin.

On ne peut en dire de même des travaux postérieurs des géologues autrichiens, M. L. Lőczy sen. (16) d'une part et MM. O. Ampferer et W. Hammer (6) d'autre part, qui, malgré une documentation en apparence très abondante, renferment des inexactitudes tant au point de vue géologique que pétrographique.

Enfin M. M. Živković (28, 29) s'est consacré surtout à l'étude géologique et paléontologique du Trias. Ses travaux ont permis la subdivision de cette formation.

Au cours de mes recherches, trois publications ont paru sur la région.

La première de M. B. Milovanović (20) est purement géologique. L'auteur, s'appuyant uniquement sur des observations personnelles faites sur le terrain, a tenté de résoudre, des problèmes d'ordre pétrographique, mais comme il n'a pas soumis ses observations au contrôle d'une étude microscopique et chimique des échantillons recueillis, les résultats auxquels il parvient étaient à vérifier.

Les deux autres publications ont trait, l'une, de M. F. Tučan (24) à l'étude pétrographique d'une région

très restreinte du massif ; l'autre de M. L. Marić (18) à la description de quelques types de roches éruptives et sédimentaires de la partie sud.

L'exposé qui suit comprendra deux parties essentielles :

1° L'étude des roches éruptives et schistes cristallins de la région de Zlatibor.

2° L'étude des formations sédimentaires (Carbonifère, Permien, Trias, Crétacé et Tertiaire).

Dans la première partie, la plus importante de ce travail, je décrirai successivement les différents types de roches éruptives du massif (lherzolites et serpentines, gabros et dolérites), aux points de vue géologique, minéralogique et chimique, en insistant sur les rapports de ces roches entre elles.

Le problème, si complexe, de la serpentinisation fera l'objet d'un paragraphe spécial renfermant une discussion relative à l'évolution des idées sur l'origine de cette transformation des roches péridotiques.

Puis j'exposerai les observations faites sur les gisements de giobertite et de chromite liés génétiquement à ces roches.

Les schistes cristallins ne sont pas très variés ; ils ne sont représentés que par des amphibolites ortho ou para, des paragneiss et quelques cipolins, mais grâce aux coupes que j'ai relevées en plusieurs points, je puis définir exactement leurs rapports avec les roches basiques qui leur sont associées.

Enfin, dans la seconde partie, j'examinerai successivement la répartition géographique et la nature des diverses formations sédimentaires de la région de Zlatibor, en indiquant les observations qui permettent de les dater et de les rattacher aux formations environnantes. On distingue ainsi des formations d'âge carbonifère (schistes phylliteux),

permien (grès et conglomérat), triasique (schistes argileux et calcaires), crétacé (marnes et calcaires à silex) et enfin tertiaire.

L'étude des rapports entre ces terrains et les roches basiques me permettra d'en déduire l'âge de ces dernières.

3. — APERÇU GÉOLOGIQUE SUR LA RÉGION

Avant d'aborder la description détaillée des différentes formations géologiques que nous avons délimitées dans la région de Zlatibor, il nous paraît nécessaire de donner, dès maintenant, un aperçu général sur leur situation et leur importance relatives.

La formation la plus développée de cette région est celle des roches basiques. Elle s'étend au Nord jusqu'à la rivière Drina, au Sud jusqu'au cours inférieur du Lim, et occupe approximativement une surface de 1.300 km.² sur la feuille de Vardište de la Carte au 1/100.000^e éditée par l'Institut géographique militaire yougoslave en 1929.

Elle est bordée au Nord par les calcaires triasiques des plateaux de Ponikve et de Tara. Ces mêmes calcaires apparaissent aussi à l'Est puis au Sud du massif. On trouve encore des lambeaux de ces roches, témoins isolés de la même formation triasique, dans le cours supérieur de la Jablanitza et dans la partie nord-ouest du massif au Nord de Mokra-Gora.

A l'Ouest, les lherzolites sont recouvertes transgressivement par la puissante formation du complexe marneux du Gossau et du Tertiaire de Bjelo-Brdo.

Les schistes phylliteux et les grès permo-carbonifères, qui occupent toute la partie nord de la feuille de Vardište,

affleurent dans les calcaires triasiques, au contact des lherzolites dans les parties nord et est du massif éruptif. Ces affleurements sont de plus en plus rares vers le Sud.

Des amphibolites dont nous discuterons l'origine dans la suite de notre exposé forment deux zones : l'une, importante, située au Nord dans le voisinage du cours supérieur de la Djetina, au contact des calcaires et des lherzolites, l'autre, peu développée, dans la région de Palisad, au Sud de Djetinja.

Enfin le Tertiaire n'est représenté sur toute la feuille que par quatre bassins : trois au Nord, d'étendue réduite, dans les régions de Bioska, de Kremna et de Ljubanie ; le dernier, plus important, au Sud-Ouest, dans la région de Bjelo-Brdo. Ils présentent un certain intérêt économique, car ils renferment des couches plus ou moins importantes d'un lignite exploitable.

Quant à la répartition géographique des différents types de roches basiques, on peut dire, d'une manière générale, que le cœur du massif est principalement constitué par des lherzolites, et que les dolérites et les gabbros se trouvent sur son pourtour, au contact des calcaires ou des grès, sous forme de filons ou de filons couches d'importance variable.

PREMIÈRE PARTIE

TERRAINS CRISTALLINS

CHAPITRE I

ROCHES ÉRUPTIVES

Pour définir les différents types pétrographiques rencontrés dans le massif de roches basiques de Zlatibor, j'ai suivi la classification chimico-minéralogique de M. A. Lacroix (12).

I. — LHERZOLITES

a) *Aspect extérieur des roches.*

Les roches qui constituent la presque totalité du massif éruptif de Zlatibor sont des lherzolites dont la composition minéralogique et chimique est assez uniforme. Elles renferment toujours les éléments essentiels suivants : olivine, enstatite, diallage dans beaucoup d'échantillons, et spinelle.

Ces éléments, sauf le spinelle, se distinguent à la loupe dans les cassures fraîches. Les clivages et les reflets bronzés des pyroxènes sont nettement visibles, surtout quand la roche est rubéfiée. Leur plus grande dimension atteint parfois 10 à 15 m/m. L'olivine est moins facilement recon-

naissable ; elle n'a pas l'éclat caractéristique qu'elle présente à l'état frais. Le grain de ces roches est grossier et ressort bien dans les parties qui n'ont pas été trop atteintes par la serpentinisation, ou bien dans les portions rubéfiées.

Généralement compactes et tenaces, ces lherzolites, quand elles se rubéfient, présentent un délit parallélipipédique et, lorsqu'elles sont fortement serpentinisées, se débitent facilement en feuillets. Mais nulle part au cœur du massif la transformation ferrugineuse n'est complète et on n'observe pas de terre jaune englobant des fragments de pyroxènes résiduels comme dans les gisements de lherzolite pyrénéens, décrits par M. A. Lacroix (41).

De semblables formations ne s'observent que très localement au voisinage immédiat des filons de giobertite (Vruci), ou au contact des terrains tertiaires.

Quant à la serpentinisation, elle affecte uniformément tout le massif de lherzolites, mais son intensité est très variable, et les points où la transformation de la roche est complète sont très disséminés.

b) *Caractères microscopiques.*

Je décrirai tout d'abord les caractères microscopiques des éléments normaux de la lherzolite, réservant pour un paragraphe ultérieur la description des minéraux provenant d'actions secondaires.

Olivine. — L'olivine se présente en plages toujours xénomorphes. Elle n'offre pas de propriétés optiques spéciales. Les clivages p et g^1 sont très rares et ne peuvent être observés que dans les zones soumises à des actions mécaniques d'ailleurs locales. Les extinctions sont très souvent onduleuses ; les cristaux sont froissés et dans l'étendue d'un cristal apparaissent fréquemment des plages s'éteignant dans des positions légèrement différentes de la

platine. Les limites entre ces plages sont irrégulières et indécises ; elles sont très rarement rectilignes et simulent alors des macles polysynthétiques.

Les indices de réfraction, mesurés à l'aide de la méthode d'immersion, en utilisant des mélanges convenables d'iode de méthylène et de tétrabromure d'acétylène, sur des fragments de cristaux détachés des échantillons analysés, sont : $n_p = 1.668$; $n_g = 1.682$. La densité est d'environ 3,35.

Enstatite. — Le pyroxène rhombique de ces lherzolites doit être considéré comme un type peu ferrugineux. Il se présente en cristaux incolores. L'angle des axes est voisin de 70° , la bissectrice aiguë n_g est perpendiculaire à p (001). On trouve souvent dans les sections les plages favorables à la détermination de cette propriété, montrant les traces de clivage caractéristiques mm à 88° et les plans de séparation h^1 et g^1 .

Les indices mesurés par la méthode indiquée ci-dessus sont : $n_p = 1,666$; $n_g = 1,677$.

L'indice moyen est très voisin de 1,670.

La densité est de 3.22. Or on sait que les indices des pyroxènes orthorhombiques sont les suivants :

	$\underline{n_p}$	$\underline{n_m}$	$\underline{n_g}$
Enstatite artificielle pure.....	1,650	1,653	1,658
Enstatite naturelle à 5 % FeO.....	1,665	1,669	1,674
Bronzite (10 % FeO).....		1,685	
Hypersthène (22,6 % FeO).....	1,692	1,702	1,705

La détermination des indices confirme donc l'examen en sections minces, et permet en outre de préciser que la teneur en FeO de cette enstatite est très voisine de 5 %.

L'association en fines bandelettes du diopside et de l'ens-

tatite est extrêmement fréquente, la face h^1 du diopside coïncidant avec la face g^1 de l'enstatite. Généralement l'enstatite prédomine dans ces associations, mais on observe aussi quelques cas dans lesquels une large plage du pyroxène monoclinique (diopside ou parfois diallage) englobe quelques fines bandelettes d'enstatite. Les extinctions maximum du pyroxène monoclinique de ces associations, mesurées dans plusieurs des sections examinées, ne dépassent guère 38° . On a généralement affaire à du diopside.

Diallage. — Comme les minéraux précédents, le diallage ne se présente pas en cristaux automorphes. Il est moins fréquent que l'enstatite et renferme presque toujours les inclusions ayant la forme de fines lamelles brunes, à limites rectilignes et parallèles, connues depuis longtemps dans ce minéral. On doit, sans doute, les identifier soit à une hématisation, soit, d'après un travail récent, à une biotite titanifère (4). Les extinctions mesurées dans les sections de biréfringence maximum oscillent autour de 42° .

Il faut insister tout particulièrement sur la présence du pyroxène monoclinique dans ces roches, car ce minéral n'avait pas été signalé dans les travaux antérieurs sur la région. O. Ampferer et W. Hammer (6) avaient même affirmé qu'il n'existait pas d'autre pyroxène que le pyroxène rhombique et avaient par suite classé, à tort, ces roches dans le groupe des harzburgites. Les pyroxènes rhombique et monoclinique sont, comme l'olivine, très fréquemment déformés. Leurs cristaux sont courbés ou tordus dans beaucoup de sections.

Spinelle. — Le spinelle ne se présente jamais en cristaux octaédriques automorphes. Au cours de l'examen de 90 sections de lherzolites, je n'ai pu l'observer sous cette forme qu'une seule fois. Il est le plus souvent en plages

arrondies et irrégulièrement disséminées entre les cristaux d'olivine.

Il a même, par places, cristallisé en même temps que ce minéral, car il forme parfois avec lui des associations à structure eutectoïde. Il est toujours transparent, de teinte brun verdâtre plus ou moins foncée. En effet, l'indice mesuré sur des grains isolés est plus élevé que 1,76 et plus petit que 1.89 (soufre fondu à 125°). Sa densité est d'environ 3,35. Ce spinelle doit donc être rapporté à la hercynite. En plusieurs endroits, mais uniquement dans les lherzolites pauvres en pyroxènes, le spinellide rencontré est de la chromite. Elle est brun rougeâtre foncé et souvent sillonnée de veinules presque opaques en lames minces, qui correspondent, peut-être, à un spinelle plus ferrugineux et moins chromifère.

Variations de composition minéralogique et de structure.

Le mode de répartition des divers constituants minéralogiques que nous venons de décrire n'est pas toujours le même dans toute l'étendue du massif. Les variations portent surtout sur la fréquence des pyroxènes monoclinique et orthorhombique par rapport à l'olivine. On peut distinguer à ce point de vue trois groupes :

1° *Des lherzolites très pauvres en pyroxènes monoclinique et orthorhombique, constituant des passages aux dunites.*

2° *Des types dépourvus de pyroxène monoclinique, mais contenant de l'enstatite en quantité plus ou moins grande (harzburgites).*

3° *Des types à enstatite dans lesquels apparaît une certaine quantité de pyroxène monoclinique (lherzolites).*

Ces remarques résultent de l'étude de 83 sections minces

taillées dans des échantillons recueillis en divers points du massif.

Les échantillons les plus caractéristiques de ces trois groupes ont été recueillis dans les localités suivantes :

1^{er} groupe. — NE. du massif de Zlatibor : Liska (1327 m. d'alt.) ; Confluent de la Ribnica et du Crni Rzav (750 m. d'alt.) ; Strmac (907 m.) ; Krst (1056 m.) à l'Ouest d'Alin-Potok.

2^e groupe. — Sommet du Tornik (1496 m.) ; Zmajevac (800 m. versant N du Tornik) ; versant S.W. du Zboriste (1300 m.) ; Sljivovica sur le versant W de Miloševac (800 m.).

3^e groupe. — S.W. de Gradina près de Soušica (750 m.) ; Varda E de Koutlovac (800 m.) ; Mali Rzav au Sud de Krajevi (1000 m.).

En ce qui concerne la répartition géographique de ces différents types, il semble qu'il n'y ait aucune règle précise. On peut cependant dire que les types presque dépourvus des deux pyroxènes se trouvent dans une zone située au nord du massif du Tornik, de direction N.E-S.W., et s'étendant de Nerandea (1000 m.) à Lisižina (1067 m.) en passant par Liska (1327 m.).

Les variations de composition minéralogique, signalées précédemment, conditionnent dans une certaine mesure des variations locales de structure, et l'on peut faire les remarques suivantes sur les caractères microscopiques des trois groupes qui ont été distingués dans ces lherzolites.

1) *Types riches en olivine.* — Dans ce type de roches, l'olivine se présente plus souvent en petites plages à contours arrondis qu'en grandes plages, et c'est dans ce dernier cas que l'on observe les déformations ayant l'apparence de macles polysynthétiques régulières et fines.

Parfois les grains d'olivine sont extrêmement petits, de

dimensions semblables, et l'on peut se demander si cette structure est primaire, ou si elle ne résulte pas plutôt d'actions mécaniques secondaires (cataclastique).

Le spinelle de ces roches est presque toujours de la hercynite, très rarement de la hercynite.

2) *Types à enstatite dépourvus de pyroxène monoclinique.*

— Dans cette catégorie de roches l'enstatite existe le plus souvent sous forme de grands cristaux un peu allongés suivant l'axe vertical, dépassant fréquemment 4 m/m et atteignant parfois 11 m/m. Ils sont entourés par de grandes plages d'olivine qui, en certains points des sections étudiées, sont environnées par de petits cristaux d'enstatite seuls ou associés à des grains d'olivine plus petits que le grain central. On remarque parfois que les grandes plages d'enstatite englobent poecilitiquement quelques grains arrondis d'olivine ; on peut dire, en général, que la roche présente la structure porphyroïde.

Le spinelle, qui est toujours de la hercynite, est abondant dans ces roches. Il forme quelquefois avec l'olivine des groupements à structure entectoïde (versant S.E. 1400 m. et sommet sud du Tornik). Il cristallise parfois au milieu d'un agrégat de petites plages de bronzite.

On trouve aussi des zones dans lesquelles les divers minéraux sont en petites plages de dimensions équivalentes, structure qui peut être due à des actions mécaniques, et offre quelque analogie avec la structure granoblastique.

3) *Types à deux pyroxènes.* — Ces types offrent les mêmes caractères que précédemment en ce qui concerne l'olivine et l'enstatite. Le diopside et le diallage, dont la présence les distingue des groupes précédents, sont en plages toujours plus petites que l'enstatite. Elles sont isolées ou groupées et présentent souvent des associations avec les fines lamelles d'enstatite. La proportion de

pyroxène monoclinique est rarement équivalente à celle du pyroxène rhombique, mais elle ne la dépasse jamais. Le spinelle est toujours de la hercynite ; il est moins abondant que dans les types précédents.

c) Composition chimique des lherzolites de Zlatibor.

Je donne ci-après la composition chimique et les paramètres magmatiques (analyses de M. Raoult) de lherzolites prélevées en des points du massif de Zlatibor assez éloignés les uns des autres et présentant des différences de composition minéralogique. Comme il a été dit précédemment, il est extrêmement difficile de trouver un échantillon parfaitement frais de ces roches ; tous, sauf celui de Varda, renferment une proportion plus ou moins grande d'antigorite. Aussi la teneur en eau atteint-elle souvent 6 %.

En outre, tous ces échantillons contiennent de petites quantités de gaz carbonique dues probablement à la présence de giobertite finement dispersée dans les rubans d'antigorite. Dans l'un des échantillons (Miloševac), en relations d'ailleurs avec un gisement de giobertite, on observe même au microscope de très fines veinules de ce minéral, et la teneur en CO^2 y est aussi un peu plus élevée que dans les autres.

Toutefois, ces analyses montrent la grande analogie de composition chimique de toutes ces roches, et par suite l'uniformité de composition du magma et son caractère lherzolitique.

Paramètres magmatiques. — La méthode du calcul uniformément appliquée à tous les types de roches dans la classification chimico-minéralogique de M. A. Lacroix pour établir leur composition virtuelle ne permettra donc pas, dans le cas particulier de ces lherzolites, de suivre les petites

différences de composition minéralogique, car cette méthode ne tient pas compte des minéraux secondaires et de la présence de spinelle. Ce procédé de calcul permettra seulement de les comparer avec les roches felspathiques qui leur sont associées, l'alumine dosée étant calculée sous forme de feldspaths. D'autre part, le second groupe de paramètres magmatiques calculés d'après la composition virtuelle, met bien en évidence le caractère lherzolitique du magma. En effet, le second paramètre 4 ou 4(5) montre que l'on a toujours une certaine proportion de pyroxène.

Le quatrième paramètre est toujours 1' ou 1(2) et traduit la teneur notable en FeO. Le pyroxène orthorhombique étant, d'après ses constantes optiques et sa densité, un type pauvre en FeO, on est obligé d'admettre que le périclote renferme une certaine proportion de fer ferreux, ce que le calcul de la composition virtuelle met d'ailleurs en évidence.

On remarque enfin que la teneur en chaux est toujours notable et ne descend jamais au-dessous de 2,14 % CaO, caractère qui permet de classer nettement ces roches dans le groupe des lherzolites et non pas dans les harzburgites comme l'avait fait Hammer (6). Certains échantillons sont, en effet, très pauvres en pyroxène monoclinique, et on serait tenté de les classer dans le groupe des harzburgites, mais, d'après M. A. Lacroix, il est plus logique « de ne réserver cette dénomination qu'aux périclotes presque dépourvues de chaux, et ne différant des dunites que par une quantité plus élevée de silice, cause de la production de bronzite » (13). Pour faciliter la comparaison de la composition chimique de ces roches avec celle des dunites, je donne dans la colonne 1 l'analyse de la dunité de Šar Planina, localité située dans un autre massif de roches basiques en Ser-

bie méridionale. Cette comparaison doit être faite en tenant compte du degré de serpentinisation des lherzolites qui abaisse la teneur en silice. On la fera donc bien avec la lherzolite de Varda (analyse 2), presque exempte d'antigorite.

*Calcul des analyses en fonction
de la composition minéralogique observée.*

J'ai pensé qu'il était intéressant de calculer les analyses de lherzolites en se rapprochant le plus possible de la composition minéralogique réelle, c'est-à-dire en fonction des minéraux suivants, cités dans l'ordre imposé par le calcul :

1. ilménite	$\text{TiO}_2 \text{ FeO}$	6. spinelle	$\text{MgO. Al}_2\text{O}_3$
2. magnétite	$\text{FeO. Fe}_2\text{O}_3$	7. antigorite	$3\text{MgO } 2\text{SiO } 2\text{H}_2\text{O}$
3. chromite	$\text{FeO. Cr}_2\text{O}_3$	8. diopside	$(\text{Ca, Mg})\text{O. SiO}_2$
4. giobertite	MgO. CO_2	9. enstatite	$(\text{Mg, Fe})\text{O. SiO}_2$
5. orthose et albite		10. peridot	$2 (\text{Mg. Fe})\text{O. SiO}_2$

En effectuant ce calcul, on se trouve en présence d'une difficulté. Lorsqu'on a formé l'antigorite il n'y a plus assez de silice pour saturer la magnésie résiduelle en formant de l'enstatite et de l'olivine. Cette remarque avait été faite également par M. A. N. Aliechkoff dans son interprétation des analyses de péridotites de l'Oural polaire (4). Cet auteur proposait d'utiliser pour l'antigorite la formule $2\text{MgO. SiO}_2. 2\text{H}_2\text{O}$ qui nécessite moins de silice que la formule habituellement admise $3\text{MgO. 2SiO. 2H}_2\text{O}$. En réalité, cette hypothèse ne repose sur aucun fait d'observation. Il est démontré maintenant, à la suite de recherches de M^{lle} S. Caillère (4) effectuées sur un nombre considérable d'échantillons, que l'antigorite possède bien la formule qu'on lui attribuait jusqu'à présent, et que son eau de constitution ne s'échappe pas avant 500°.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	41.84	43.36	41.22	41.18	42.36
Al ₂ O ₃	0.38	4.21	2.37	2.71	3.90
Fe ₂ O ₃	2.27	1.76	1.72	1.87	1.50
FeO	6.98	7.08	6.67	6.08	6.67
MnO	0.17	0.18	0.15	0.17	0.16
NiO	0.26	0.17	0.23	0.22	0.16
MgO	45.92	37.41	36.21	37.29	37.90
CaO	1.16	3.74	3.52	3.72	3.42
Na ₂ O	0.23	0.80	0.27	0.31	0.63
K ₂ O	0.12	0.22	0.11	0.17	0.20
TiO ₂	tr.	0.28	0.12	tr.	0.10
H ₂ O +	0.29	0.14	6.45	5.09	2.69
H ₂ O —	0.19	0.27	0.66	0.49	0.22
CO ₂	0.29	0.21	0.30	0.59	0.22
F	0.08	néant	0.05	0.06	0.05
Cr ₂ O ₃	0.14	0.12	0.22	0.22	0.13
	100.32	99.95	100.27	100.17	100.33
Or.	0.56	1.11	0.56	1.11	1.11
Ab.	1.57	6.81	2.10	2.62	5.24
An.	néant	7.23	5.00	5.28	7.23
CaSiO ₃	1.63	4.06	4.41	3.83	3.48
MgSiO ₃	7.60	6.40	16.20	12.70	6.60
FeSiO ₃	0.79	0.80	1.98	1.32	0.66
Mg ² SiO ⁴	75.11	60.97	52.01	56.35	61.67
Fe ² SiO ⁴	8.26	8.26	7.04	6.83	8.26
Ilm.	néant	0.46	0.15	néant	0.15
Ma	3.25	2.55	2.55	2.78	2.09
Chr.	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22
Σ ^c	2.13	15.15	7.66	9.01	13.58
Σ ^b	96.86	83.72	84.56	84.03	83.13
Diopside	3.06	7.66	8.31	7.19	6.54
Hypersthène	6.96	3.60	14.28	10.66	4.20
Olivine	83.37	69.23	59.05	63.18	69.93
Minerais	3.47	3.23	2.92	3.00	2.46
Calcite	0.60	0.50	0.70	1.40	0.50
An. %		51 %	71 %	66 %	57 %
Densités	3.293	3.321		3.030	3.160

1. Dunite, Šar Planina..... V.1. 4 (5). 1.1. [5.5.5.]
2. Lherzolite intacte, versant S.E. de Varda..... IV (V). 1. (4) 5. 1.1.(2) [5.(3) 4.5]
3. Lherzolite versant E de Si-
rova Gora..... 'V.1.4. 1.1.(2) [5.4.4]
4. Lherzolite N.W. de Kremna
(Orlovac)..... (IV) V. 1. 4. 1.1'. [5.4.'4]
5. Lherzolite versant W de Pali-
sad..... IV (V). 1.4 (5). 1.1' [5.'4.5]

	6	7	8	9	10
SiO ²	40.08	39.32	40.34	39.90	41.60
Al ² O ³	4.16	1.85	3.20	2.60	2.70
Fe ² O ³	2.16	1.93	1.66	2.72	1.72
FeO	5.87	6.18	6.58	5.87	7.27
MnO	0.16	0.22	0.20	0.15	0.18
NiO	0.16	0.22	0.23	0.20	0.21
MgO	36.46	39.77	39.95	38.05	39.16
CaO	3.28	2.14	2.64	2.38	2.64
Na ² O	0.63	0.44	0.28	0.44	0.37
K ² O	0.11	0.13	0.15	0.09	0.14
TiO ²	tr.	tr.	tr.	tr.	0.20
H ² O +	6.25	6.79	3.94	6.12	2.60
H ² O —	0.30	0.55	0.38	0.52	0.44
CO ²	0.20	0.72	0.42	0.69	1.06
F	0.10	tr.	0.05	0.08	0.05
Cr ² O ³	0.20	0.19	0.19	0.12	0.19
	100.12	100.42	100.21	99.90	100.53
Or.	0.56	0.56	0.56		0.56
Ab.	5.24	13.14	2.10	3.14	2.62
An.	8.34	3.06	7.51	5.28	5.56
CaSiO ³	2.44	1.28	1.39	0.93	0.35
MgSiO ³	5.60	8.00	6.60	13.60	14.60
FeSiO ³	0.66	0.92	0.79	1.32	1.72
Mg ² SiO ⁴	59.85	63.98	65.24	57.05	58.31
Fe ² SiO ⁴	6.63	7.34	8.16	6.02	7.85
Ilm.	néant	néant	néant	néant	0.46
Ma	3.25	2.78	2.32	3.94	2.55
Chr.	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22
Σ ^c	14.14	6.76	10.17	8.42	8.74
Σ ^b	78.88	84.52	84.72	83.08	86.06
Olivine	66.48	71.32	73.40	63.07	16.16
Diopside	4.60	2.41	2.62	1.76	0.65
Hyperstène	4.10	7.79	6.16	14.09	66.02
Minerais	3.47	3.00	2.54	4.16	3.23
An. %	61	49	78	62	77
Calcite	0.50	1.60	0.90	1.50	2.30

6. Lherzolite Rudo..... IV (V). 1. (4) 5.1.1' [5.4.5]
7. Lherzolite passage à la harzburgite versant SW de Zborište..... 'V. 1.(4) 5.1.1' [5.3 (4).5]
8. Lherzolite passage à la harzburgite versant N de Kobilja Glava..... (IV)V. 1.(4) 5.1.1' [5.5.5.]
9. Harzburgite E d'Alin Potok (alt. 1056 m.)..... IV(V). 1.4.1.1' [5.4.5.]
10. Harzburgite Miloševac (SE de Strmac)..... (IV)V. 1.4.1.1 (2) [5.5.5]

Je me suis donc demandé si la teneur en eau hygroscopique indiquée dans les analyses était bien exacte, et n'était pas inférieure à la teneur réelle. J'ai repris, à ce point de vue, l'étude de trois roches dont le degré de serpentini-
sation est différent. J'ai chauffé leur poudre à $450^{\circ} + 20^{\circ}$ pendant plusieurs jours dans un four à résistance électrique. La température était déterminée à l'aide d'un couple thermo-électrique dont la soudure touchait la partie extérieure du creuset de platine renfermant la substance.

J'ai obtenu ainsi les résultats suivants :

	AN. 5	AN. 4	AN. 11
Résultats exprimés dans l'analyse globale par			
la méthode habituelle H^2O à 110°	0,22	0,49	2,29
H^2O au-dessous de 110°	2,69	5,89	14,28
Résultats du nouvel essai de déterminations			
de l'eau hygroscopique à 450°	0,70	1,62	6,6"
au-dessus de 450°	2,21	3,96	9,90

La véritable teneur en eau hygroscopique ou eau d'adsorption est donc environ 3,3 fois plus élevée que ne l'indique l'analyse chimique globale. Cet écart est tout à fait compréhensible étant donné la structure fibreuse excessivement fine de l'antigorite. L'adhésion de l'eau à la surface des fibres est extrêmement forte, et cette eau ne peut être totalement chassée à la température de 110° c.

Si l'on effectue le calcul de nos roches en tenant compte de ces données, on constate que la formule habituelle de l'antigorite est parfaitement applicable.

L'hypothèse d'Aliechkoff n'est donc pas admissible.

Voici les résultats de ce calcul pour huit des lherzolites dont les analyses figurent sous mêmes numéros plus haut.

On voit que la composition minéralogique des lherzolites calculée de cette façon se rapproche beaucoup de la com-

position réelle ; l'importance des pyroxènes est bien mise en évidence.

D'autre part, si l'on appelle degré de serpentinisation le rapport entre les pourcentages d'antigorite et d'olivine, on remarque que ce rapport est très variable, mais plusieurs fois voisin de 1 et que, sauf dans le cas des lherzolites de Miloševac et de Palisad, les teneurs en antigorite sont comprises entre 24 % et 43 %.

La serpentinisation des lherzolites de Zlatibor est donc toujours assez notable.

	3	4	5	6	7	8	9	10
Feldspaths.	2.66	3.73	6.35	3.64	2.14	2.66	3.14	3.18
Diopside.	13.87	14.39	13.32	12.66	7.25	10.31	9.20	10.12
Hypersthène.	2.43	0.33	2.26			0.93	0.93	10.50
	16.30	14.72	15.58	12.66	7.25	11.24	10.13	20.62
Olivine.	32.18	41.93	53.44	31.23	40.02	53.77	37.94	53.63
Antigorite.	39.64	31.09	17.42	43.23	43.09	23.98	38.52	13.39
	71.82	73.02	70.86	74.46	83.11	77.75	76.46	67.02
Degré de serpen- tisation.	1.23	0.74	0.32	1.38	1.07	0.44	1.01	0.24
Minerais.	5.48	7.70	6.15	7.63	4.56	6.23	6.86	6.17
Giobertite.	0.59	1.11	0.42	0.42	1.34	0.76	1.26	1.93
H ² O- calculé.	2.17	1.62	0.70	1.00	1.81	1.25	1.71	1.32

*Mise en évidence du degré de serpentinisation
par les colorants.*

M. P. Gaubert a montré que les propriétés optiques (polychroïsme) d'un grand nombre de cristaux sont modifiées par l'absorption de matières étrangères telles que les colorants organiques, qui pénètrent dans leur réseau en proportions variables.

Ainsi les fibres d'antigorite ont un pouvoir absorbant très grand pour ces colorants et deviennent fortement polychroïques (5).

Cette propriété peut être utilisée pour se rendre compte rapidement du degré de serpentinsation de divers échantillons de lherzolites. Il suffit d'agiter des poids égaux de poudres de ces échantillons avec des volumes égaux d'une solution de bleu de méthylène ; la décoloration de la solution est d'autant plus marquée que la roche est plus serpentinisée. Dans le cas d'une serpentine pure, la solution peut même être complètement décolorée.

On peut mettre ainsi en évidence par ce procédé les veinules d'antigorite qui sillonnent un échantillon de lherzolite et qui sont indiscernables autrement. Après immersion de l'échantillon dans la solution colorée pendant quelques minutes, les veinules d'antigorite deviennent bleues et ressortent nettement sur le fond vert d'olivine et d'ensatite.

Densités des lherzolites.

Les densités qui figurent dans le tableau suivant, ont été mesurées sur des fragments des échantillons analysés, par la méthode de la balance hydrostatique, en utilisant le xylol comme liquide d'immersion, et en faisant le vide avant la détermination de la poussée. Je rassemble ci-dessous les résultats obtenus

	DENSITÉS	H ² O + °/o
Lherzolite de Varda.....	3,320	0,14
Dunite de Šar Planina.....	3,293	0,29
Lherzolite de Palisad.....	3,160	2,69
Lherzolite NW de Kremna.....	3,030	5,09
Serpentine de Vuč Gora.....	2,475	14,28

On a donc là encore un moyen rapide de déterminer le degré de serpentinsation des lherzolites.

Modifications de structure d'origine mécanique.

En dehors des variations de structure dues aux conditions locales de la mise en place du magma, il en existe d'autres causées par des phénomènes mécaniques. Ces modifications s'observent sur la bordure du massif et principalement au voisinage des amphibolites. Je citerai par exemple les localités suivantes dans lesquelles elles sont les plus caractéristiques : Strmac, Milochevac (au Nord-Est); Palisad et Krst à l'Est; région de Varda au Sud-Ouest.

L'intensité des phénomènes de broyage est assez variable suivant les points, et on peut distinguer des passages entre les types grenus montrant par places des traces de structure cataclastique, jusqu'à des types dans lesquels cette structure est bien développée et donne à la roche une apparence porphyroïde (structure porphyroclastique).

Dans les échantillons où le broyage est moins intense, les grands cristaux de pyroxène sont restés intacts, mais les cristaux d'olivine qui les entourent sont brisés par places et ont donné naissance à des zones plus ou moins régulières constituées par des agrégats des fragments ainsi formés.

Quand l'intensité du phénomène augmente, ces zones cataclastiques sont de plus en plus rapprochées, et les grands cristaux de pyroxènes sont eux-mêmes atteints. Des cassures les traversent; elles sont remplies par un ciment de petits grains de ce même minéral, qui en plusieurs points remplacent presque complètement le grand cristal originel (Varda, Begova Voda, 518 m).

Dans certains échantillons (S. de Omar) se dessine même un alignement des zones broyées; des zones riches en fragments d'enstatite se distinguent au milieu des zones d'oli-

vine cataclastique. Enfin, quand les actions mécaniques ont été particulièrement intenses (Krst-Alin Potok) il n'y a plus trace des grands cristaux résiduels d'olivine ou d'enstatite. Le broyage a été poussé à son maximum et on n'observe plus, dans les sections minces, qu'un agrégat extrêmement fin de petits fragments d'olivine et d'enstatite.

MODIFICATIONS PNEUMATOLYTIQUES ET HYDROTHERMALES DE COMPOSITION MINÉRALOGIQUE, ET ALTÉRATIONS.

Les modifications subies par les lherzolites de Zlatibor appartiennent à deux ordres de phénomènes :

1. Des actions internes d'origine pneumatolytiques ont provoqué une serpentinitisation plus ou moins accentuée et aussi, en plusieurs points, une transformation en trémolite.

2. Des actions superficielles dues aux agents atmosphériques ont donné lieu à une rubéfaction plus ou moins avancée et parfois à une désagrégation complète.

Mais ces actions sont loin d'être aussi générales que les premières. Nous les décrirons tout d'abord.

I. — Rubéfaction et désagrégation.

La transformation en limonite atteint tout d'abord l'olivine, car celle-ci est plus fissurée que les autres minéraux. Il en résulte que les cristaux de diallage et d'enstatite ressortent sur le fond jaunâtre de la roche, et sont par suite plus facilement visibles à l'œil nu que dans les roches fraîches.

Le mécanisme de cette rubéfaction est assez uniforme.

Les produits ferrugineux se développent dans les fissures de l'olivine remplies d'antigorite, cette altération ne se produit pas profondément et s'arrête au maximum à 5 ou 6 cm. de la surface des affleurements. Les oxydes de fer ainsi formés sont isotropes, et paraissent amorphes. D'autre part, les rubans d'antigorite, au lieu d'être incolores ou légèrement verdâtres, comme dans les lherzolites non rubéfiées, sont brun clair et leur biréfringence augmente notablement ; elle passe de 0,006 à 0,013 pour les rubans les plus biréfringents. Ce minéral ne peut-être identifié à la *bowlingite* dont la biréfringence est beaucoup plus forte (0,025) et l'on doit plutôt le considérer comme une antigorite imprégnée de limonite.

En effet, lorsqu'on attaque, en lames minces, ces zones biréfringentes avec de l'acide chlorhydrique à 10 %, on voit l'acide se charger de chlorure ferrique, en même temps que la biréfringence diminue pour atteindre finalement celle de l'antigorite normale.

De plus l'analyse thermique différentielle, effectuée dans ces parties rubéfiées, ne met en évidence que les inflexions des antigorites α ou β accompagnées d'un faible crochet à 350° dû à la limonite. Il n'apparaît aucune des inflexions signalées par M^{lle} Caillère (3) dans les courbes d'analyse thermique de la *bowlingite*. On peut donc considérer que ces rubans biréfringents sont constitués par de l'antigorite α ou β intimement imprégnée de limonite.

Mais il semble bien qu'il y ait eu une légère déshydratation de l'antigorite dans les parties rubéfiées. En effet ces dernières donnent lieu à une inflexion endothermique moins forte que dans le cas des roches fraîches.

De même, la quantité d'eau est plus faible, comme le montrent les pertes au feu inscrites dans le tableau ci-dessous :

	ZONE RUBÉFIÉE	ZONE NON RUBÉFIÉE
Lherzolite de Palisad (An. n° 5)...	1,59 %	2,69 %
Versant sud du Tornik (1.275 m.)...	4,75 %	5,73 %

Cette remarque a été faite également par M.F. Læwinson Lessing (17).

Le terme ultime de la rubéfaction des lherzolites est une terre jaune d'ocre, mais, comme je l'ai dit plus haut, on ne l'observe nettement qu'en plusieurs points du plateau de Zlatibor, ou au contact des bassins tertiaires, ou encore au voisinage des filons de giobertite. Dans ce dernier cas son origine n'est peut-être pas due uniquement à des actions superficielles. Les circulations hydrothermales qui ont donné naissance à la giobertite sont intervenues dans sa formation.

II. — *Serpentinisation.*

Généralités. — Les phénomènes de serpentinisation s'observent dans tout le massif du Zlatibor, mais leur intensité est extrêmement variable suivant les points, et ils ne donnent pas lieu à de nombreux types de passage.

Toutes les lherzolites, même celles qui proviennent du cœur de la masse intrusive, sont assez uniformément serpentinisées suivant les mêmes modalités : la transformation se propage le long des fissures de l'olivine, et donne naissance, suivant le mode habituel, à des lames d'antigorite implantées normalement aux parois de ces fissures ; les veinules d'antigorite ainsi formées, s'anastomosant en tous sens, dessinent dans la roche la structure maillée caractéristique ; elles limitent les grains d'olivine résiduels et pénètrent parfois dans les cristaux de pyroxène monoclinique et orthorhombique ; mais ceux-ci ne sont affectés qu'en dernier lieu.

L'abondance des veinules d'antigorite varie peu d'un échantillon à l'autre, et on ne peut faire d'évaluations comparatives par le seul examen microscopique. Si l'on veut avoir une idée du degré de serpentinsation, la comparaison des teneurs en eau des divers échantillons est nécessaire.

Il n'existe pas de types de passage entre la lherzolite à peine touchée par la serpentinsation, et la serpentine véritable dans laquelle il ne subsiste plus aucun des minéraux originels.

Ainsi, par exemple, au sommet du Zboriste, on peut recueillir côte à côte des échantillons complètement serpentinsés dans lesquels il ne subsiste que de rares cristaux d'olivine et des échantillons de lherzolite du type décrit précédemment.

D'autre part, on ne peut établir de différences dans le degré de serpentinsation des lherzolites en fonction de la profondeur. Ainsi les échantillons recueillis à 1.496 m. d'altitude (Tornik), à 1.275 m. (Tornik versant sud), à 900 m. (Tornik versant nord), et à 750 m. (confluent de la Ribnica et du Crni Rzav) présentent à peu près un égal développement de l'antigorite.

J'ai en effet déterminé dans ces échantillons les pertes au feu suivantes :

Sommet du Tornik (1.496 m.).....	6. 21°/° H ² O +
Liska (Tornik) 1.327 m.).....	6. 16°/° »
Confluent de la Ribnica et du Crni Rzav.....	6. 58°/° »
Versant est de Varda.....	6. 49°/° »

Amphibolisation. — Souvent, dans les lherzolites très serpentinsées se développent des cristaux aciculaires de trémolite (ou d'actinote) parfois transformés en asbeste. Cette amphibolisation, bien connue dans d'autres gisements

de roches basiques (4), paraît liée à la serpentinitisation, et les deux transformations ont vraisemblablement la même origine. Les cristaux d'amphibole ainsi formés n'ont aucun rapport d'orientation avec les cristaux de pyroxène qui peuvent exister dans la roche. Dans aucun des échantillons étudiés je n'ai trouvé trace d'ouraltisation.

Serpentinisation au contact des dolérites et de certains gabbros. — Si l'on cherche à déterminer une loi de répartition des zones très serpentinisées dans le massif du Zlatibor, on est conduit à faire une remarque qui peut présenter beaucoup d'intérêt pour l'interprétation du phénomène. En effet, on observe très souvent que la serpentinitisation s'est effectuée avec une très grande intensité au contact immédiat des filons de dolérites qui traversent la lherzolite, et parfois au contact des dykes de gabbros. Il en est ainsi par exemple des échantillons recueillis dans les localités suivantes :

au contact d'un filon de dolérite : Borova Glava (versant ouest), N.E. de Ljutice dans la rivière Rakovica (Bioska).

Dans la serpentine de cette dernière localité j'ai dosé 11,83 % H^2O +, au voisinage d'une pegmatite de gabbro à grands cristaux de diallage :

à Štrpci (Sjenožetski Potok 13.72 % H^2O +)

Les autres échantillons étudiés sont uniquement associés aux lherzolites normales peu serpentinisées, ils ont été recueillis dans les localités suivantes :

Sommet de Strajica.

Confluent de la Katušnica et de la Rakovica.

Sommet de Zborište.

Cigla (Štrpci) (14.02 H^2O).

Microstructure des serpentines de Zlatibor. — On retrouve dans les serpentines de Zlatibor les caractères de

structure et de composition minéralogique généralement offertes par ces roches. Le développement local des lames d'antigorite dans la lherzolite aboutit le plus souvent à la structure maillée typique. Le réseau de ces lamelles se resserre de plus en plus et n'entoure finalement que de très rares cristaux résiduels d'olivine.

Dans plusieurs échantillons le centre des mailles est occupé par une antigorite perpendiculaire à la bissectrice (croix noire) comme dans la serpentine de Vuč Gora (Analyse 11).

Parfois les rubans d'antigorite s'allongent parallèlement dans une direction privilégiée, et la microstructure de la roche devient localement rubanée. Mais l'antigorite ne forme pas toujours des rubans ; elle se présente aussi en agrégats désordonnés de petites fibres enchevêtrées et les deux types de structure peuvent se rencontrer dans la même préparation. Des groupements rayonnés s'observent dans quelques échantillons (région de Palisad-Čajetina).

Enfin, dans certaines sections, l'antigorite présente un autre aspect qui correspond sans doute à une phase secondaire de la serpentinitisation. Elle forme en effet des agrégats ou des veinules de petits cristaux fibrolamellaires au milieu des autres variétés d'antigorite, et même dans la bastite.

La bastite, ou pseudomorphose complète des pyroxènes en antigorite s'observe dans les zones où la serpentinitisation s'est poursuivie avec le maximum d'intensité. Les pyroxènes monoclinique et orthorhombique subissent l'un et l'autre la transformation, et les feuillets d'antigorite s'orientent suivant les clivages g^1 du minéral primitif. On recueille des serpentines à bastite dans les localités suivantes : Čajetina (région de Palisad) : Zborište ; Vardište.

Le chrysotile, que l'on distingue assez facilement de l'an-

tigorite par l'aspect particulier de ses fibres, forme dans plusieurs échantillons des veinules plus ou moins épaisses (notamment à Čajetina).

Le talc, en agrégats de lamelles cryptocristallines, épigénise partiellement certains cristaux de pyroxène (Vardište) ; il forme aussi de petits amas isolés ou des veinules au milieu de l'antigorite.

Les chlorites sont rares dans les serpentines de la source de Šanac (Cigla). L'un de ces minéraux, en houppes plus ou moins allongées et déformées, peu biréfringentes, est associé à de l'antigorite lamellaire. Cette chlorite est probablement à rapprocher des prochlorites ferromagnésiennes (ripidolites) (22).

L'antigorite offre, par places, dans cette roche, un aspect particulier ; elle forme des groupes de lamelles parallèlement orientées. Chacun de ces groupements paraît être une pseudomorphose complète d'un ancien cristal d'olivine ou de pyroxène. Elle constitue en outre des sphérolites plus ou moins complets entre les amas de chlorite.

Dans les serpentines amphibolisées, la trémolite (ou l'actinote) possède plusieurs aspects. Tantôt elle forme des agrégats de cristaux aciculaires, tantôt elle se présente en petites baguettes isolées et courtes, irrégulièrement réparties ou alignées parallèlement suivant une direction particulière. La trémolite asbestiforme n'est pas rare, et dans un certain nombre de sections on voit des houppes à extinction onduleuse formées de fibres d'une extrême finesse (bysolite) (sommet du Zborište, Strmac).

L'antigorite, dans les parties amphibolisées ne possède généralement plus la structure maillée ; elle est le plus souvent en agrégats de fibres enchevêtrées et déformées.

La trémolite est toujours associée à des plages d'antigorite. On ne l'observe que très rarement dans l'olivine elle-

même et c'est toujours au voisinage des zones amphibolisées. (Strmac).

Composition chimique. — Il était intéressant de comparer la composition chimique des serpentines résultant de la transformation complète de la lherzolite à celle de la lherzolite elle-même.

Les deux analyses effectuées par M. Raoult montrent que la teneur en magnésie a varié très peu, mais que la teneur en chaux a diminué dans des proportions considérables, ce qui est traduit dans la formule magmatique par l'abaissement du paramètre r , qui passe de 4 à 1. Il y a en outre une diminution notable de la teneur en alumine qui fait apparaître un peu d'aegyrine dans le calcul de la composition virtuelle, et un léger abaissement de la teneur en silice. Enfin la teneur en eau a considérablement augmenté.

Ces données confirment les résultats de l'examen microscopique, et montrent que la serpentinitisation, dans le cas des lherzolites, consiste essentiellement en une hydratation de l'olivine s'ajoutant à la destruction des pyroxènes calciques.

D'autre part, si l'on compare les analyses de lherzolites hydratées à celle des serpentines, on remarque que dans les premières la teneur en chaux est encore notable. En effet les pyroxènes sont encore intacts. Il en résulte donc que l'on peut, avec beaucoup de vraisemblance, distinguer deux degrés dans la serpentinitisation : un premier degré correspondant à la transformation de l'olivine en antigorite, et un second au cours duquel les pyroxènes ont été détruits et remplacés par de l'antigorite (bastite).

Quant à la chaux éliminée, il est fort probable qu'elle a servi à l'élaboration des amas de trémolite si fréquente dans ces serpentines (fait cité par Hess) (8).

Serpentines.

	11	12		11	12
SiO ²	37.42	36.90	Feldspath.	3.40	4.02
Al ² O ³	1.23	1.41	Aegyrine.	1.85	0.92
Fe ² O ³	2.82	2.98	Diopside.	1.40	0.31
FeO	3.29	3.19	Antigorite.	76.82	69.51
MnO	0.10	0.11	Péridot.	6.30	11.13
NiO	0.28	0.25	Degré de ser-		
MgO	36.91	37.35	pentinisation.	12.19	6.24
CaO	0.54	0.12	Minerais.	3.68	3.93
Na ² O	0.88	0.97	H ² O — calculée.	6.67	7.13
K ² O	0.19	0.17			
H ² O +	14.28	14.28			
H ² O —	2.29	1.95			
CO ²	tr.	tr.			
F	0.08	0.08			
Cr ² O ³	0.17	0.20			
	<u>100.48</u>	<u>99.96</u>			

	11	12
Or	1.11	0.56
Ab	5.24	6.81
CaSiO ³	1.04	0.23
MgSiO ³	9.40	0.70
FeSiO ³	0.53	0.26
Mg ² SiO ⁴	57.96	59.99
Fe ² SiO ⁴	3.06	3.02
Ma	3.25	3.71
Chr	0.22	0.22
Σ ^c	6.35	7.37
Σ ^b	77.31	75.95
Aegyrine.	1.85	0.92
Diopside.	1.37	0.43
Hypersthène.	9.00	7.66
Olivine.	61.02	63.01
Densité	2.475	

11. Serpentine (Vuč Gora, versant nord-ouest de Tornik).....

V.1.4'.1.1[5.1.5]

12. Serpentine (Vardište).....

V.1.(4)5.1.1[5.1.5]

J'ajouterai encore, au sujet de la serpentinisation, quelques remarques basées sur l'emploi combiné de l'analyse thermique différentielle et de l'examen microscopique.

Tous les aspects variés que présentent au microscope les produits de la serpentinisation du périclot, correspondent à deux variétés d'un même minéral l'antigorite α et l'antigorite β décrits par M^{lle} Caillère dans son étude de minéraux des serpentines. Ces deux variétés se distinguent par leur comportement sous l'action de la chaleur (4).

Ayant soumis à l'analyse thermique 60 échantillons plus ou moins serpentinisés et étudiés au microscope, je crois pouvoir interpréter mes observations de la façon suivante :

1. — L'antigorite se développe tout d'abord dans le périclot sous forme d'un réseau de veinules orientées suivant deux directions à 90° l'une de l'autre, le centre des mailles ainsi dessinées étant constitué par le minéral intact.

Les indices de cette antigorite, mesurés par la méthode d'immersion, sont compris entre 1,56 et 1,58.

Ce type de roches serpentinisées ne montre, à l'analyse thermique, qu'un seul crochet endothermique vers 650°, caractéristique des antigorites β . Dans ce groupe on peut ranger aussi le cas des roches à bastite (transformation des pyroxènes en antigorite).

2. — Lorsque la serpentinisation atteint le centre des mailles, on voit apparaître, dans les courbes d'analyse thermique, le crochet exothermique dû à la présence de la variété α d'antigorite. Ses indices sont intermédiaires entre 1,548 et 1,56, mais cette différence apparente des indices, entre les deux variétés, paraît être due à la texture et ne peut servir à les distinguer.

L'importance du phénomène exothermique est d'autant plus grande que la proportion d'antigorite formée aux

dépens du péridot existant au centre des mailles est plus élevée.

Lorsque la transformation est complète on a une serpentine dont l'analyse thermique fournit une courbe à deux crochets.

Ce deuxième type de serpentine, riche en antigorite α , est moins fréquent que le premier. Dans les échantillons que j'ai recueillis on peut trouver tous les passages entre le début de la transformation en antigorite α et la transformation complète, et l'on remarque que les serpentines riches en antigorite α sont très localisées dans une zone superficielle du massif.

On peut baser sur ces observations l'hypothèse que l'antigorite β correspondrait à un premier stade de la serpentinisation probablement plus profond que celui pendant lequel se forme l'antigorite α . Les véritables serpentines du massif de Zlatibor se classent dans la catégorie des serpentines à antigorite α ; elles sont très peu répandues et ne formeraient que le 1/10.000 de la surface du massif.

Voici donc les faits observés dans le cas des serpentines de Zlatibor. Reste à examiner l'hypothèse à envisager avec le plus de vraisemblance pour interpréter leur origine.

Évolution des idées sur l'origine de la serpentine.

Une monographie complète de cette question accompagnée d'une bibliographie abondante, a été donnée en 1918 par W. N. Benson (2). Comme aucun exposé analogue n'existe actuellement dans les publications géologiques françaises il me paraît intéressant d'en donner un aperçu en y introduisant l'indication des travaux plus récents. D'autre part, il me sera plus facile ainsi de discuter l'origine de la serpentinisation dans les lherzolites de Zlatibor, et

de faire ressortir l'hypothèse qui peut leur être appliquée avec le plus de vraisemblance.

Reconnaissance du caractère intrusif des massifs serpentineux. — Dès le début des études géologiques, l'origine de la serpentine a fait l'objet de nombreuses discussions.

L'association des serpentines aux schistes cristallins dans certaines régions, et à des massifs de roches ignées dans d'autres régions, a fait beaucoup hésiter les premiers observateurs.

Patrin, de Saussure, Humboldt, Bayreuth et Jameson envisageaient la serpentine comme intercalée dans les séries stratifiées et lui assignaient une origine sédimentaire, tandis que von Buch, de la Beche, A. Brongniart, Elie de Beaumont et d'autres pensaient qu'elle avait une origine ignée ; ils furent suivis en Amérique par Whitney et Rogers.

L'idée d'un remplacement métasomatique semble avoir été introduite par Breithaupt en 1831. Ce minéralogiste fit remarquer que les cristaux de serpentine de Snarum considérés comme primaires par Haidinger (1823) pouvaient être envisagés comme des pseudomorphoses d'olivine. Cette idée fut développée un peu plus tard par Rose et Bischoff (1854) qui pensaient que les transformations des roches originelles ont pu se produire par l'action de solutions imprégnant la masse.

Les observations deviennent plus précises avec l'emploi du microscope polarisant ; Tschermak (1867) mit ainsi en évidence l'altération de l'olivine en antigorite, et décrivit la structure maillée.

On discuta ensuite la question de savoir si les serpentines provenaient d'autres roches que les péridotites. En 1869 Roth soutint que tous les silicates ferromagnésiens non alumineux pouvaient se serpentiniser. De nombreuses

observations (Weigand, 1875 ; Hussak, 1882 ; Bonney, 1887) confirmèrent ces vues et montrèrent que les amphiboles et les pyroxènes pouvaient se transformer en antigorite aussi bien que l'olivine.

D'autre part on discuta longtemps encore (jusque vers 1890) sur l'origine sédimentaire de la serpentine, notamment au sujet des serpentines de Ligurie, parfois interstratifiées dans les schistes.

Un fait souvent mentionné dans cette discussion est la fréquence de l'association de la serpentine et des calcaires cristallins suivant un mode qui suggère des relations génétiques.

La serpentine aurait été produite par l'action de solutions siliceuses sur des calcaires magnésiens, avec formation d'olivine, qui se serait ensuite hydratée. Il semble bien que ce processus de formation se soit rencontré parfois, notamment dans le cas de certaines ophicalcites et dans les roches à Eozoon, mais la serpentine produite n'offre pas les caractères normaux de ce type de roches ; elle est moins dense, elle a une couleur jaune miel pâle, elle est pauvre en fer et exempte de chrome et de nickel. On ne peut donc admettre cette hypothèse pour interpréter la formation de la serpentine normale. Des différences d'opinion analogues sur l'origine de serpentinitisation se manifestèrent en Amérique à la même époque qu'en Europe, mais Whitney et Rogers, dès 1858, reconnurent, comme de la Bèche et Brongniart, le caractère intrusif de la serpentine et furent suivis par beaucoup d'autres qui les envisagèrent comme le résultat de l'altération des péridotites. Finalement, dans la dernière décade du XIX^e siècle on admettait généralement cette hypothèse.

Mécanisme de la serpentinitisation. — La plupart des auteurs ont attribué tout d'abord la formation de la serpen-

tine à l'action des eaux météoriques d'infiltration et aux altérations atmosphériques. Plus tard certains auteurs, notamment Julien (1914), tout en admettant aussi ces actions superficielles, ont supposé qu'elles étaient suivies d'une transformation ayant lieu à une plus grande profondeur.

Cependant, dès 1879, Daubrée avait suggéré l'hypothèse d'un magma hydraté, à laquelle Weinschenk donna une forme plus précise (1891, 1894). Il établit en effet que, dans le cas de la serpentine de Stubachtal, l'antigorite se rencontre à l'état primaire, en association avec l'olivine, et a été formée par un magma hydraté cristallisant sous forte pression ; de l'eau émise ensuite après consolidation du magma aurait transformé l'olivine résiduelle en antigorite secondaire. L'antigorite primaire, d'ailleurs rare, se rencontre en larges plages bien formées régulièrement associées à l'olivine, tandis que l'antigorite secondaire constitue des agrégats écailleux plus ou moins réguliers. D'autre part la roche est traversée par des veines nettement délimitées d'olivine grenue et d'antigorite qui ont pris naissance après la serpentinisation de la masse principale. Une telle manière d'être ne peut donc résulter d'une altération atmosphérique, mais bien d'une action magmatique.

Lindgren (1895) admet aussi l'origine profonde de la serpentine, et l'absence d'une action atmosphérique, en remarquant qu'on n'observe aucun changement dans le caractère de la serpentine, quelle que soit la profondeur à laquelle on la rencontre dans les travaux de mine.

Cette hypothèse est confirmée encore par de nombreuses observations notamment celles faites par Stapff (1878), Bodmer-Beder (1903) et Schneider (1912) sur le massif de péridotites traversé par le tunnel du Saint-Gothard, et par Preiswerk (1901) sur la dunite de Geisspfad Pass.

Origine de l'eau qui a provoqué la serpentinisation. —

On peut, avec Benson, distinguer quatre hypothèses sur l'origine de l'eau qui a provoqué la serpentinsation de l'olivine.

1. — L'eau serait issue de la roche encaissante qu'elle aurait primitivement imprégnée et aurait pénétré dans la péridotite. Cette hypothèse expliquerait la serpentinsation marginale des masses intrusives basiques, mais ne peut s'appliquer aux masses complètement serpentinisées. Elle n'est donc pas admissible en général.

2. — L'eau qui a provoqué la serpentinsation proviendrait en partie de la circulation souterraine, en partie du ruissellement superficiel. C'est l'hypothèse adoptée par beaucoup d'auteurs, notamment par Van Hise (1904). D'après lui, la portion ascendante des eaux souterraines pénètre dans la masse de la roche basique, le long des failles et des fissures, principalement sur le bord de la masse intrusive où celles-ci sont plus nombreuses.

D'autre part les eaux venues de la surface s'enrichissent en gaz carbonique et contribuent à la formation postérieure de carbonates dans la serpentine. Cependant Van Hise admet que l'efficacité de ces actions doit être accrue, dans la zone moyenne de métamorphisme, par l'addition d'eau d'origine magmatique à l'eau provenant de la circulation générale.

Holland a donné une forme particulière à l'hypothèse de la production des grandes masses de serpentine par circulation des eaux superficielles. Il remarque que, dans les régions de grands géosynclinaux, les péridotites sont presque toujours serpentinisées, tandis que dans les massifs continentaux (péninsule indienne par exemple) elles sont le plus souvent anhydres. Se basant d'autre part sur des observations concernant l'âge des péridotites de la côte orientale des États-Unis, et les transgressions

marines en certains points de cette région, il conclut qu'une immersion sous-marine prolongée de la péridotite est probablement nécessaire pour qu'il y ait serpentinitisation sur une grande échelle.

Mais les observations faites dans d'autres régions ne s'accordent pas avec cette hypothèse ; il existe, notamment en Australie et en Nouvelle-Calédonie, de puissants massifs de roches serpentineuses qui n'ont certainement pas été recouverts par la mer à aucune des époques géologiques qui ont suivi celle de leur mise en place. De plus l'hypothèse de l'immersion sous-marine n'est pas très vraisemblable pour les serpentines rencontrées dans les gneiss.

Sicependant on accepte l'opinion de Holland, W. N. Benson remarque que l'on peut lui donner une autre signification en relation avec la loi des volumes de Grubenmann. En effet, la serpentinitisation a surtout affecté les masses de péridotite qui ont fait intrusion dans la partie supérieure de l'écorce terrestre, dans les régions de basse pression, tandis qu'elle ne s'est pas développée dans les péridotites associées aux gneiss, c'est-à-dire dans les régions de haute pression. A cette profondeur en effet la formation de l'antigorite, qui correspond à une augmentation de volume n'était plus possible.

3 et 4. — La serpentinitisation a été provoquée par de l'eau magmatique qui peut avoir deux origines : ou bien elle est issue du magma-ultrabasique lui-même pendant le dernier stade de sa consolidation (pneumatolyse), ou bien elle provient de roches qui ont fait intrusion dans la roche basique ou à son voisinage.

A. Tout d'abord, la première hypothèse permet d'interpréter les modifications de structure observées dans les serpentines. D'après Grubenmann et Weinschenk l'antigorite lamellaire serait de formation plus ancienne que la

serpentine à structure maillée tout en ayant l'une et l'autre une origine profonde. Weinschenk distingue les stades suivants dans le mécanisme de la transformation :

a) Formation d'antigorite primaire dans les rares circonstances où elle se produit.

b) Formation d'antigorite secondaire par action des eaux magmatiques sur l'olivine résiduelle.

c) Formation, dans certains cas, sous l'action de l'eau magmatique, de veinules d'antigorite, associées à l'olivine et quelquefois à la giobertite.

d) Formation de la structure maillée de la serpentine à partir de l'olivine résiduelle, comme dernier effet des eaux thermales.

Mais W. N. Benson fait remarquer qu'il n'en est pas toujours ainsi, et que dans plusieurs cas, celui par exemple de certaines serpentines de la Nouvelle Galles du Sud et du Tyrol, on est conduit à admettre que l'antigorite lamellaire s'est formée par recristallisation de la serpentine à structure maillée, probablement sous l'action d'une augmentation de pression, et à une époque où l'activité ignée n'avait pas diminué d'intensité. Il paraît bien invraisemblable que les solutions entrant en jeu dans ce phénomène fussent d'origine météorique.

D'autre part, les veines d'olivine et d'antigorite observées par Weinschenk correspondent à des craquelures de la roche et se sont formées quand celle-ci était complètement serpentinisée. Le grain de ces veines, comparé à celui de la roche, suggère une analogie avec les pegmatites formées par les liqueurs résiduelles des magmas granitiques (Benson). Weinschenk fait de plus remarquer que partout où ces veines font intrusion dans les calcschistes environnant la serpentine, elles renferment de l'idocrase, du grenat et d'autres minéraux de contact métamorphique, qui seraient

une preuve supplémentaire de leur origine magmatique. La formation de ces veines n'est pas particulière aux serpentines du Tyrol. Une interprétation analogue peut être donnée à la veine d'olivine traversant la serpentine de Chester, Massachussets (Palache, 1907) et à la veine d'antigorite associée aux lherzolites de Moncaup (Htes-Pyrénées) décrite par M. A. Lacroix (1893). On peut donc conclure ici que l'antigorite est d'origine hydrothermale et formée à la fin de la période d'activité ignée qui a engendré les péridotites.

B. L'hypothèse de l'eau magmatique comme agent de la serpentinitisation s'accorde parfaitement avec les phénomènes observés au contact des roches intrusives ultrabasiques et aussi avec la formation des filons de giobertite dans la serpentine.

Dans le premier cas il est évident que les intrusions de péridotites ont été accompagnées de l'émission de substances volatiles analogues à celles associées aux masses granitiques. Le plus bel exemple de ces actions est celui des contacts de la lherzolite des Pyrénées étudiés par M. A. Lacroix. Quelquefois il y a expulsion de solutions sodiques pendant la cristallisation du magma péridotique. On peut expliquer ainsi l'origine de veines d'albite dans ces roches, et la formation de certains schistes à glaucophane (en Californie par exemple) au voisinage des serpentines (Ransome, 1893).

En second lieu, le développement au milieu des masses serpentineuses de roches carbonatées magnésiennes avec talc, calcédoine, et opale, a d'abord été interprété comme un phénomène dû à l'action des eaux superficielles enrichies en gaz carbonique.

Cependant ces roches constituent de véritables filons souvent puissants, que l'on peut suivre à une grande pro-

fondeur. Elles sont associées dans beaucoup de gisements à des minéraux sulfurés (à des pyrites parfois aurifères en Nouvelle-Galles du Sud). La présence de ceux-ci est une preuve de l'origine profonde des solutions carbonatées qui leur ont donné naissance.

Il est à remarquer d'autre part que la formation de la giobertite et l'hydratation des roches magnésiennes paraissent être des phénomènes indépendants. On a trouvé en effet en Californie (Knopf, 1906) des roches carbonatées magnésiennes dans les péridotites à peine serpentinisées ou même tout à fait intactes par places, et ce fait peut être considéré comme une preuve de l'origine hydrothermale de ces carbonates en liaison avec le magma péridotique.

Dans le cas des dépôts de cinabre de Californie associés à une serpentine, celle-ci a été complètement éliminée par des actions de fumerolles et il n'en subsiste plus qu'un squelette de silice ; des effets analogues ont été décrits par M. A. Lacroix⁽¹⁾ en Grèce (1897).

En résumé, on voit qu'il a pu exister en liaison directe avec les intrusions péridotiques, des émissions d'eau magmatique chargée de gaz carbonique, de silice, et quelquefois d'hydrogène sulfuré et d'alcalis.

C. A l'appui de la première hypothèse il faut citer encore un certain nombre de faits qui semblent prouver que la serpentine s'est formée dans un temps relativement court après l'intrusion de la roche basique. Il s'agit surtout des conglomérats qui se sont constitués peu de temps après la consolidation de cette roche. Ceux-ci renferment des fragments de serpentine offrant de telles analogies avec la ser-

(1) Ceci est l'interprétation d'après W. N. Benson ; en réalité M. A. Lacroix a observé, en Grèce, l'action de fumerolles ne provenant pas des serpentines mais d'une dacite qui les traverse.

pentine provenant de la transformation de la roche magnésienne, qu'il est invraisemblable de songer à une serpentinitisation produite dans des conditions différentes. La modification de la péridotite était donc complètement terminée au moment de la formation du conglomérat. On peut citer comme exemple les conglomérats siluriens de Ballantrae (Écosse) dérivés d'une roche basique intrusive dans l'Ordovicien (Peach et Horne 1899).

Ces observations confirment l'hypothèse de Weinschenk (1894) d'après laquelle la serpentinitisation aurait été complète à la fin de la période orogénique au cours de laquelle la péridotite originelle s'est consolidée.

D. Mais il ne paraît pas nécessaire que cette transformation ait lieu dans tous les cas postérieurement à la consolidation totale du magma basique, et sans liaison aucune avec les phénomènes de différenciation magmatique dont il a pu être le siège au cours de sa mise en place. C'est ici qu'intervient la seconde hypothèse.

Un grand nombre de faits, cités dans le mémoire de W. N. Benson montrent que la serpentinitisation est nettement liée à des intrusions de roches moins basiques que la péridotite originelle (diorites, gabbros, granodiorites et même granites) et provenant de la différenciation du magma qui lui a donné naissance. On trouve alors très souvent dans ces serpentines toute une série de minéraux de métamorphisme tels que : grossulaire, idocrase, clinozoïsite, prehnite, etc... Au cours de ces actions pneumatolytiques il y a eu parfois même concentration de sulfures de cuivre (Mont Dun, en Nouvelle-Zélande) (Finlayson, 1909).

Les observations de F. Loewinson-Lessing (17), publiées un peu après la monographie de W. N. Benson concordent avec l'hypothèse de l'origine magmatique de la serpentinitisation ; ce savant pense aussi « que la serpentinitisation

doit être considérée comme un phénomène primaire dû à l'action de la vapeur d'eau imprégnant la dunite sur les cristaux d'olivine à peine formés », et que la structure maillée serait en relation avec ces phénomènes pneumatolytiques. Il fait remarquer que l'altération superficielle de la dunite se présente sous une autre forme. « C'est une bande brune, contenant moins d'eau que la dunite fraîche, se formant facilement à la surface des rochers et des blocs de dunite, ayant l'épaisseur d'un ou plusieurs doigts, mais ne pénétrant jamais dans les parties plus profondes de la roches. »

Cependant dans un travail récent sur les dunites et périclites du massif de l'Oural polaire, A. N. Aliechkoff (1) n'admet pas l'existence d'eau magmatique dans ces roches pour expliquer la formation de la serpentine, car il n'existe pas de preuve de cette hydratation dans les gabbros et diallagites associés aux dunites. D'autre part les zones riches en serpentine sont plus développées au contact des schistes cristallins qu'au voisinage des gabbros, plus abondantes également dans les parties supérieures de la masse périclitique. Il suppose alors que la serpentinisation s'est produite à l'époque de la mise en place de ces roches, mais que l'eau nécessaire à cette transformation provient des terrains sédimentaires qui se sont formés à leur contact. C'est admettre, au fond, l'hypothèse de Holland exposée plus haut.

Conclusion. — Tout un ensemble de faits semblent donc prouver à l'heure actuelle que la serpentinisation des périclites est le résultat d'actions profondes offrant beaucoup d'analogie avec les phénomènes d'autopneumatolyse et les phénomènes hydrothermaux qui accompagnent la mise en place des magmas granitiques. Ils paraissent cependant moins intenses et moins fréquents que dans ces derniers.

Mais l'exposé précédent montre aussi la complexité et parfois l'incertitude des observations; et il semble bien improbable que de nouvelles études géologiques fassent beaucoup avancer à elles seules la question de l'origine de la serpentine. Il leur faut une base expérimentale solide. Mais à ce point de vue peu de choses ont été réalisées. Notamment l'étude des conditions de formation de l'antigorite à partir de l'olivine, en fonction de la température et de la pression est encore à effectuer, et fournirait vraisemblablement des résultats du plus grand intérêt (25 bis).

*Origine de la serpentinisation
des lherzolites de Zlatibor.*

L'ancienne hypothèse qui explique la serpentinisation par l'action des eaux superficielles rencontre les mêmes difficultés dans le cas des lherzolites du massif de Zlatibor que dans celui des roches péridotiques d'autres régions, de l'Oural par exemple.

En effet, on a vu dans le paragraphe précédent que l'olivine de ces lherzolites était partiellement transformée en antigorite dans toute la masse de la roche et que la serpentinisation n'était généralement pas plus intense au voisinage de la surface d'érosion dans les endroits où la circulation des eaux était la plus active, car on trouve des serpentines véritables aussi bien sur les sommets où l'eau ne séjourne plus depuis longtemps que dans les vallées torrentielles. D'autre part, on comprend difficilement comment les eaux superficielles auraient pu produire aussi uniformément et dans une masse de roche aussi considérable, une hydratation aussi avancée de l'olivine qui correspond à la formation de 25 à 40 % d'antigorite et qui nécessite probablement l'intervention d'une pression notable.

L'action des eaux superficielles n'a donné lieu, comme dans tant d'autres gisements de péridotites, qu'à une rubéfaction plus ou moins profonde, indépendante du phénomène de serpentinisation.

L'hypothèse de Holland qui fait intervenir l'action prolongée de la mer sur les massifs de roches péridotiques qu'elle recouvre est également en contradiction avec les faits.

En effet si, comme nous le verrons plus loin, le massif de lherzolite de Zlatibor a bien été submergé à l'époque triasique, il ne semble pas que la serpentinisation de la roche soit en relation avec cette transgression marine, car les échantillons prélevés au contact des calcaires triasiques ne sont pas plus riches en antigorite que ceux recueillis au cœur du massif. Ils présentent les uns et les autres les mêmes caractéristiques minéralogiques, et la transformation partielle de l'olivine en antigorite paraît s'y être effectuée bien avant la transgression triasique.

Nous sommes donc conduits à admettre que la serpentinisation développée avec une intensité variable dans toute la masse de lherzolite de Zlatibor est d'origine magmatique. On peut répéter à son sujet la plupart des remarques faites précédemment dans l'exposé général sur cette question.

L'eau et peut-être aussi les solutions, expulsés du magma vers la fin de sa consolidation ont imprégné les fissures de la roche, et, se trouvant à une pression notable ont pu réagir facilement sur leurs parois, en provoquant la cristallisation de l'antigorite.

D'après les récentes théories (Hess) (8) et en s'appuyant sur les données de l'analyse thermique, on peut entrevoir que la serpentinisation se déroule en trois phases.

1) *La première, très profonde, caractérisée par une tem-*

pérature élevée et une forte pression donnerait naissance à l'antigorite β .

2) Au cours d'une seconde phase de transformation, à une moins grande profondeur, à une température et une pression plus basse, se produit de l'antigorite α .

3) La serpentinitisation complète, provoquée par un très grand enrichissement en eau à une température relativement basse, serait une troisième phase de l'altération du périclase ou des pyroxènes dans laquelle agiraient les eaux magmatiques résiduelles, ou bien de l'eau en relation avec des venues de magmas doléritiques ou gabbroïques ou enfin des circulations hydrothermales, dans le cas de formation de giobertite.

Les phénomènes d'amphibolisation, étroitement liés à la serpentinitisation auraient eu lieu au moment où la transformation était à son maximum d'intensité. Le talc se serait formé également au cours de la même période.

La serpentinitisation totale de la lherzolite pourrait donc avoir deux causes qui ont agi simultanément ou séparément suivant les points : une origine magmatique interne, et une origine externe de nature très voisine de la première, puisqu'elle est étroitement liée à la différenciation magmatique.

II. — GABBROS

Mode de gisements et répartition géographique. — Il n'existe dans la région que j'ai étudiée que trois petits massifs de gabbro, intercalés dans la partie périphérique de la lherzolite de Zlatibor. L'un est situé au Nord du confluent des rivières Uvac et Lim, là où s'élève le Mont Varda, dont le sommet atteint 1389 m. Ce gabbro constitue les flancs

sud et est du Mont Varda ; il est peu développé sur son versant ouest ; du côté nord et ouest il passe brusquement aux lherzolites écrasées ; un passage graduel entre le gabbro, les amphibolites grenatifères et les lherzolites ne se voit qu'en un seul endroit, près de Husseinova Ravan (975 m.) sur une longueur de 150 m. Au Sud, le massif est bordé par les dolérites dont les filons traversent les grès et calcaires triasiques. Le second massif de gabbro, celui de Panja Glava (à l'Est de Priboj), est encore plus petit, il forme une boutonnière de 3, 7 km²., située sur les deux rives du Lim. Du côté nord les gabbros traversent la lherzolite, mais on ne peut observer aucun passage entre ces deux roches ; ils sont recouverts du côté sud, ouest et est par des formations triasiques traversées de nombreux filons de dolérites. On n'observe aucun phénomène de métamorphisme dans les formations environnantes.

Enfin le troisième massif de gabbro est celui de Mramorje à l'Ouest de Priboj sur le confluent de l'Uvac et du Lim.

Travaux antérieurs. — Dans leur étude sur le massif de Zlatibor, Ampferer et Hammer (6), n'ont étudié que le massif de gabbro de Rastište, lequel se trouve en dehors de la région étudiée par moi et dont je n'ai eu que quelques échantillons.

Au cours de mon étude L. Marić (18) a décrit quelques gabbros de ces trois massifs. Ce travail ne contient aucune analyse chimique et c'est pour cette raison que les déterminations de ces roches sont parfois insuffisantes.

Aspect extérieur des gabbros. — Le massif de Panja Glava, essentiellement gabbroïque, renferme des types leucocrates, mais il existe des variétés riches en barylites et même franchement mélanocrates. Les minéraux que l'on distingue facilement à l'œil nu sont : l'olivine en cristaux xénomorphes, presque toujours serpentinisés, le plagioclase

en larges cristaux allongés et le pyroxène, qui souvent englobe ophitiquement les deux autres minéraux.

A côté de ce type normal, à gros grain, on trouve dans le même massif des roches à très gros éléments, de véritables euphotides ou pegmatites de gabbro, qui apparaissent tantôt sous forme de facies de variation d'allure lenticulaire, au milieu de la masse de gabbro (massif de Panja Glava et Mramorje), tantôt en dykes indépendants (Sjenožeta au NE de Strpci).

Les cristaux d'augite peuvent atteindre dans ce cas 6 cm. de diamètre du grand axe, tandis que l'olivine se présente en cristaux plus petits. Les plagioclases sont souvent saussuritisés et sont de couleur verdâtre. La transformation de ces roches se manifeste particulièrement par la serpentinisation du périclote, qui perd son éclat et sa couleur verte, en devenant terne et noir.

Les gabbros du massif Varda ont une autre apparence. Ils sont à grain plus fin, de couleur gris verdâtre. Les feldspaths saussuritisés, l'amphibole dépourvue de contours géométriques, ont une tendance à l'orientation parallèle.

Étude microscopique. — L'étude des gabbros au microscope nous permet d'établir deux variétés, différentes au point de vue minéralogique. Dans l'une, qui constitue le massif de Panja Glava, le dyke de Sjenožeta et celui de Mramorje, le caractère principal est la présence de l'olivine associée aux pyroxènes et aux plagioclases. Par contre les gabbros du Mont Varda et de Sirova Gora sont dépourvus d'olivine ; ils sont composés d'amphibole (ouralite), provenant de la transformation du pyroxène monoclinique, et de plagioclase, souvent saussuritisé ou séricitisé.

J'appelle donc les premiers *gabbros à olivine* et les seconds *gabbros ouratilisés sans olivine*.

Composition minéralogique des gabbros à olivine. — Le

plagioclase est très abondant. Développé en grands cristaux, larges et allongés, à contours géométriques nets, il est maculé suivant la loi de l'albite et de Carlsbad, rarement suivant celle de la péricline. Dans un échantillon seulement j'ai pu observer le *plagioclase* de forme irrégulière, sans contours géométriques. La détermination précise montre que le pourcentage en anorthite oscille entre 70 et 90 %, mais le type le plus fréquent est une bytownite à 80 % d'anorthite. Ses cristaux sont de taille variable ; les plus petits ne dépassent pas 2-3 mm., tandis que, dans le gabbro pegmatique, ils peuvent atteindre plusieurs centimètres.

Les feldspaths sont souvent saussuritisés ou séricitisés. Cette transformation commence habituellement par les fissures ou les plans de macles et de là envahit peu à peu tout le cristal. Comme autre minéral de transformation, mais beaucoup plus rare, il faut signaler la zoïsité, en veinules ou en agrégats de très petits cristaux (Panja Glava, et particulièrement dans les types pegmatiques de Sjenožeta), ou de très grands cristaux, qui épigénisent le feldspath. J'ai pu observer dans quelques échantillons une transformation en prehnite ; ce minéral apparaît dans les feldspaths par îlots, sous forme de plages allongées, enchevêtrées ou de groupements fibreux, sphérolitiques.

L'*olivine* frappe par la forme arrondie, émoussée de ses grains, qui sont enveloppés par le *plagioclase* de telle façon que souvent plusieurs d'entre eux ont une orientation optique commune. Fréquemment elle est serpentinisée, et cette transformation, poussée à l'extrême, fournit des serpentines maillées sans trace d'*olivine* résiduelle. Ce cas est particulièrement fréquent dans les gabbros pegmatiques (Sjenožeta), plus rarement dans le gabbro normal. Les courbes d'analyse thermique du péridot, partiellement ou entièrement transformé en serpentine, effectuées sur une ving-

taine d'échantillons dans ce groupe de gabbros montre également le crochet endothermique vers 650° des *antigorites* β .

Il semble donc bien que la transformation du périclote des gabbros s'est produite en profondeur. Comme exemple on peut citer la serpentinitisation complète du filon de pegmatite de gabbro à Sjenožeta (Strpci). Dans ce dyke tout le périclote est entièrement transformé, ainsi que la salbande de lherzolite; ici le seul produit de transformation est l'*antigorite* β . Tandis que dans le cas normal de la serpentinitisation complète des lherzolites on a toujours l'*antigorite* α .

Les grains d'olivine sont souvent cerclés de minces couronnes composées d'amphibole (trémolite et actinote) en fibres fines, enchevêtrées, disposées perpendiculairement aux parois du minéral primitif. Parfois le remplacement est complet. L'extinction de cette amphibole atteint $15-18^{\circ}$ dans les sections de biréfringence maximum, elle est parfois faiblement colorée et polychroïque.

Le *pyroxène* monoclinique, peu abondant par rapport à l'olivine et au plagioclase, est représenté par l'*augite* et le *diallage*. Rarement ces *pyroxènes* deviennent prédominants. Le *diallage* se distingue de l'*augite* par ce qu'il possède des plans de séparation suivant h^1 (100) et contient de très nombreuses inclusions métalliques, disposées dans les plans du clivage. Ses cristaux d'assez grandes dimensions envoient souvent de minces rameaux enveloppant tantôt les grains d'olivine tantôt les lames de plagioclases, dans quoi l'on peut voir l'embryon de la structure ophitique. L'extinction du *diallage* sur la face g^1 atteint $39-43^{\circ}$ par rapport aux clivages. Un caractère assez constant est l'association de fines bandes de *bronzite* au *pyroxène* monoclinique.

L'*amphibole* n'a été observée que dans un échantillon de Panja Glava sous forme d'une bordure continue autour du *diallage*, ainsi que de taches et de bandes, distribuées inéga-

lement dans le cristal, ayant toujours la même orientation optique que la bordure ; il est difficile de savoir si cette amphibole est primaire ou si elle indique le commencement de la transformation du diallage en ouralite. Il faut signaler comme minéraux accessoires : La *chromite* qui se rencontre en cristaux réguliers, inclus dans le plagioclase, particulièrement dans les types riches en olivine.

La *magnétite* et l'*ilménite* qui ne se trouvent que sous forme de fines inclusions lamellaires dans les minéraux lourds ferromagnésiens, ou dans les feldspaths comme résultat de la schillerisation.

Quant à l'*apatite*, qui est rare, elle forme des prismes allongés et de larges sections hexagonales ; elle n'est abondante que dans les gabbros riches en minerais.

Composition minéralogique des gabbros ouratilisés sans olivine. — Dans ce groupe, le *plagioclase* ne forme jamais d'aussi grandes plages que dans le cas précédent. Fréquemment il se désagrège, sous l'action des phénomènes dynamiques, en une multitude de petits cristaux de formes régulières, granoblastiques, ce qui indique probablement un commencement de recristallisation. Le feldspath est maclé suivant les lois de l'albite, de Carlsbad et de la péricline ; les grands cristaux de ce minéral sont souvent tordus ou brisés.

Le plagioclase est moins basique que dans les gabbros à olivine, le type moyen est de 75 % d'anorthite, ses variations oscillent entre 55 et 84 % suivant les échantillons.

La transformation des feldspaths en séricite et en zoïsité est beaucoup plus développée ici que dans les gabbros à olivine. Parfois même elle aboutit à l'épigénie complète de ces minéraux.

Le minéral lourd essentiel est une *amphibole*, qui peut être, soit la hornblende commune, soit l'actinote ou la trémolite. La hornblende ou l'ouralite forme tantôt de grandes

plages à peine déchiquetées sur les bords, tantôt de petits grains, dont les contours irréguliers sont terminés par un enchevêtrement de fibres fines ; parfois celles-ci deviennent tellement nombreuses, que le feldspath en est presque entièrement épigénisé, et la roche produit l'impression d'une amphibolite feldspathique. Les grandes plages d'amphibole, souvent maclées suivant la face h^1 (100), sont fréquemment tordues sous l'influence des actions dynamiques et possèdent l'extinction roulante. La hornblende est assez fortement polychroïque : vert foncé suivant n_g et vert jaunâtre suivant n_p . L'extinction atteint 24° dans les sections de biréfringence maximum sur la face g^1 (010). La trémolite et l'actinote, faiblement colorées, ne sont pas polychroïques. Elles se présentent en fibres et en aiguilles, orientées dans le sens de l'écrasement ou groupées en sphérolites et en rosettes, au milieu des feldspaths.

Dans les cas où la roche n'a pas subi d'écrasement, on reconnaît parfaitement bien les grandes plages continues d'amphibole et les cristaux de feldspath. Dans la partie nord de ce massif on rencontre des roches à gros grain semblables à celles de Panja Glava. Quand elles sont écrasées, l'amphibole reste intacte, mais le plagioclase se désagrège en petits cristaux nets par suite de la recristallisation après trituration. L'olivine ne se trouve qu'exceptionnellement dans ces gabbros ; elle a le même aspect que dans les gabbros du premier massif, mais elle est moins serpentinisée. L'augite n'a été observée qu'en petites plages résiduelles au milieu de l'ouralite qui l'épigénise.

La magnétite et l'ilménite prennent parfois de très grandes proportions. Elles présentent dans ce cas une structure sidéronitique (elles englobent ophitiquement les minéraux ferro-magnésiens).

Composition chimique. — J'ai choisi pour l'analyse quelques-uns des différents types de gabbros précédemment décrits, les uns frais, les autres déjà partiellement transformés (analyses de M. Raoult).

Allivalite leucocrate (Analyse n° I). — Cette roche est essentiellement constituée par de larges cristaux de bytownite aux contours irréguliers, qui englobent des grains arrondis d'olivine, souvent transformés en amphibole fibreuse. De rares plages de pyroxène monoclinique enrobent par contre le feldspath. Ce gabbro leucocrate, riche en plagioclase, peut être rapproché d'une roche de Fonjay (Madagascar), décrite par M. A. Lacroix (14). Il lui a donné le nom d'allivalite leucocrate, car il rappelle par sa composition minéralogique (bytownite prédominante et olivine) et chimique, la variété d'allivalite pauvre en olivine de l'île Rum. (7)

Un gabbro ouratilisé de Varda (*Analyse n° IV*) se rapproche de la roche précédente par ses paramètres (II'. 5.' 5. 0) mais il a une autre composition minéralogique. Il est, en effet, malgré son premier paramètre II, aussi riche en barylites qu'en coupholites, comme le fait voir l'étude au microscope.

Le minéral coloré est représenté par une amphibole verte, probablement alumineuse. Le calcul ne prenant pas en considération la présence des barylites alumineux, l'alumine de ces derniers combinée à une partie de la chaux, accroît le pourcentage réel d'anorthite. En effet, le plagioclase déterminé en plaque mince, ne dépasse pas 72 % d'anorthite.

Gabbros à olivine (Analyse n° V). — Un gabbro de Panja Glava est un type très frais de gabbro bytownitique à olivine. L'olivine, incluse dans les feldspaths, est serpentinisée. Le pyroxène forme autour du feldspath

un encadrement de fines bandes. Le calcul de l'analyse chimique montre une haute teneur en olivine riche en magnésie.

Un gabbro de Sjenožeta (*Analyse n° III*), ouralitisé et saussuritisé, représente probablement un stade de transformation du gabbro à olivine en gabbro amphibolique. Les grains d'olivine, inclus dans le feldspath, sont transformés en amphibole.

L'analyse thermique différentielle a permis de déceler dans cette roche l'existence de *chlorite*. Ce gabbro a les mêmes paramètres magmatiques que le gabbro à olivine de Panja Glava, mais tandis que dans ce dernier le calcul fait apparaître le diopside et l'olivine, la composition virtuelle du premier ne met en évidence que de l'olivine. En outre l'apparition du corindon dans le calcul montre que la roche est en voie d'altération.

Le même mode de transformation s'observe dans un gabbro de Mramorje (*Analyse n° VI*). L'olivine y est entièrement épigénisée par la trémolite. L'étude de ce dernier minéral, isolé à l'aide des liqueurs lourdes, permet de constater qu'il possède des propriétés optiques et chimiques d'une trémolite riche en magnésie et pauvre en chaux (26). Les paramètres de ce gabbro sont exactement les mêmes que ceux de la roche précédente, mais on voit apparaître, dans le calcul, du diopside et de l'olivine.

Le gabbro labradorique (labrador à 63% d'anorthite) de Crni Kamen (*Analyse n° VII*) contient du pyroxène et de l'amphibole. Le plagioclase déterminé en plaque mince est plus basique (80% d'an.). La roche contient un peu de sphène et de magnétite.

Un autre gabbro de Rudo (*Analyse n° IX*) est caractérisé par de très grandes plages de plagioclase (70% d'an. déter-

miné au microscope et 53 % calculé) et par un barylite complètement ouralitisé. L'ouralite forme tantôt des plages homogènes, tantôt des taches ayant encore la forme du minéral primitif mais bourrées de fines fibres d'amphibole. La magnétite, l'ilménite, l'apatite forment de grands cristaux. Enfin un gabbro de Zaoviné (*Analyse n° X*) est composé de grands cristaux de pyroxène monoclinique en voie d'ouralitisation qui englobe ophitiquement les prismes d'andésine à 30-35 % d'an. Il représente une exception dans cette série, car il montre par le calcul la présence de silice libre qui n'est pas réalisée minéralogiquement. Il est en même temps le plus mélanocrate. Notons qu'il est riche en minerais et que les inclusions brunes à éclat métallique observées dans les clivages du pyroxène sont formés d'ilménite. L'apparition de la silice libre dans le calcul est due probablement à l'oxydation du fer ferreux. Si nous transformions une partie du fer ferrique en fer ferreux, la teneur en métasilicates augmenterait, et la silice libre disparaîtrait.

La quantité du minerai calculé diminuerait également. Une vérification, à l'aide de la platine d'intégration de Shand, sur une plaque polie de la roche (en lumière réfléchie) a permis de constater, que la quantité de minerai ne dépasse pas 20 %.

Aux gabbros à olivine nous pouvons joindre une roche recueillie au Nord-Est du Bistrica. Cette roche forme une bande de 10 mètres environ entre les lherzolites et les amphibolites. C'est un gabbro compact, de couleur vert foncé, riche en grenat rouge. L'étude microscopique fait voir que la roche a subi un broyage intense aboutissant parfois à la structure cataclastique. Le feldspath (à 70 % d'anorthite), moins abondant que l'augite, montre des phénomènes de torsion et d'extinction roulante.

L'augite est légèrement polychroïque ; son extinction est à 45° de l'allongement, on pourrait penser à l'omphacite, mais un essai microchimique sur des fragments isolés, nous a montré que ce minéral est pauvre en soude et en alumine.

L'amphibole, souvent associée à l'augite, est polychroïque : brun foncé suivant n_g , jaune clair suivant n_p . Son extinction maximum est de 21° . De grands cristaux automorphes de grenat sont colorés en rose dans les plaques minces.

Mon attention était attirée par un minéral qui épigénise les feldspaths ou remplit les fissures au voisinage de ces derniers. Blanc à l'œil nu, il se présente au microscope sous forme des lamelles allongées, incolores. Ses propriétés optiques sont les suivantes : signe optique positif, allongement négatif. Les indices mesurés par la méthode d'immersion sur des cristaux isolés sont : n_g 1,531, n_p 1,521, la densité est de 2,37. Il est soluble dans l'acide sulfurique à chaud. L'analyse chimique m'a fourni les résultats suivants :

SiO_2 36,20 ; $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 34,04 ; CaO 17,50 ; H_2O 11,80

En éliminant l'eau et en simplifiant la formule, on obtient la composition d'une anorthite. On peut donc considérer ce minéral comme un produit d'hydratation de l'anorthite. Par sa densité et ses propriétés optiques il se rapproche de certaines espèces de la famille des zéolites, mais sa composition ne correspond à aucun minéral connu.

L'analyse chimique de cette roche montre (*Analyse n° VIII*) qu'il s'agit d'un gabbro mésocrate bytownitique très riche en pyroxène. Le calcul fait apparaître une quantité de feldspath plus grande que celle qui existe réellement dans la roche. Cette abondance en feldspath

est due à la chaux provenant du grenat ; le pourcentage d'anorthite calculé est plus élevé que celui déterminé dans la plaque mince. Une roche analogue a été étudiée et analysée par L. Marić (48). Cet auteur la dénomme éclogite pyroxénique ; il la classe dans les schistes cristallins, or les éclogites sont dépourvues de feldspaths et caractérisées par la présence de l'omphazite (pyroxène très sodique et alumineux) et du grenat. Le minéral inconnu (anorthite hydratée) a été pris par L. Marić pour de la prehnite.

Conclusions sur la composition chimique des gabbros.

Les analyses (de M. Raoult) calculées suivant les paramètres magmatiques de la classification chimico-minéralogique de M. A. Lacroix et disposées suivant leur teneur croissante en olivine calculée, montrent que les types les plus pauvres en olivine sont les plus mélanocrates et les plus riches en minerai. Les roches riches en olivine ont leur feldspath plus basique. Elles sont en même temps les plus leucocrates, et constituent un passage aux diorites. Toutes ces roches forment une série continue et se rangent autour de cinq types : *des allivalites leucocrates* (passage aux diorites), à plagioclase très basique, dépourvues de chaux non feldspathisable et très riches en péridot (*analyse I*), *des allivalites moins leucocrates* (*analyses II, III*), *des gabbros à olivine formant passage aux allivalites* et plus répandus que les précédents (*analyses IV, V*), *des gabbros à olivine francs* (*analyses VI, VII, VIII*), et enfin *des gabbros dépourvus d'olivine et riches en minerai* (*analyses IX, X*), ce dernier type est rare. Ces roches sont étroitement apparentées aux lherzolites, auxquelles elles sont associées. En effet, leur teneur en potasse est extrêmement faible, et l'on peut admettre avec Vogt (25) qu'elle serait

	I	II	III	IV	V
SiO ²	43.78	43.24	42.56	42.58	43.02
Al ² O ³	26.40	20.04	20.38	21.71	17.86
Fe ² O ³	1.01	0.80	0.67	0.16	1.21
FeO	2.48	3.95	2.98	3.38	2.58
MnO	0.07	0.12	0.41	0.09	0.08
MgO	9.54	15.57	16.30	12.47	16.70
CaO	13.12	10.24	9.26	13.86	12.46
Na ² O	1.65	1.55	1.57	1.06	1.08
K ² O	0.17	0.09	0.15	0.18	0.15
TiO	néant	néant	néant	néant	néant
P ² O ⁵	»	»	»	»	»
H ² O +	2.08	4.40	5.92	3.47	4.13
H ² O —	0.17	0.41	0.42	0.26	0.29
CO ²	néant	néant	tr.	1.04	0.39
F	néant	néant	0.05	0.09	0.09
Cr ² O ³	0.06	»	0.07	0.06	0.18
	100.09	100.08	100.46	100.41	100.22
Or.	0.56	0.56	0.56	0.56	0.56
Ab.	9.82	11.13	13.10	7.34	7.20
An.	63.66	47.26	45.87	54.21	43.65
Ne.	2.06	1.06		0.85	0.92
Al ² O ³			0.82		
CaSiO ³	0.70	1.51		3.48	6.61
MgSiO ³	0.40	1.20		2.70	5.40
FeSiO ³	0.13	0.13		0.40	0.40
Mg ² SiO ⁴	16.38	26.39	28.49	19.88	25.41
Fe ² SiO ⁴	2.34	4.90	3.88	4.38	2.55
Ma.	1.39	1.16	0.93	0.23	2.08
An. °/o	86	80	77	88	85
Σ ^c	76.40	60.01	60.35	62.96	52.33
Σ ^b	21.34	35.29	33.30	31.07	42.45
Diopside	1.23	2.84		6.58	12.41
Olivine	18.72	31.29	32.37	24.26	27.96
Densité	2.779		2.718	2.901	2.781

- I. — Allivalite leucocrate (Panja Glava).....
 II. — Allivalite moins leucocrate (Sjenožeta)
 III. — Allivalite moins leucocrate (Sjenožeta).....
 IV. — Gabbro à olivine passage aux allivalites (Varda)..
 V. — Gabbro à olivine passage aux allivalites (Panja Glava).....

- II. 5.4(5).5 [1'.5.4.1(2)]
 II. (III).5.4(5).5 [1'.5.4.1(2)].
 II. (III).5.(4)5.5 [1.5.1.1'.
 II'.5.'5.5 [1.4.1'.(1)2].
 III.5.(4)5.5. [1.4.1(2).1'].

	VI	VII	VIII	IX	X
SiO ²	47.16	50.44	46.42	44.98	41.48
Al ² O ³	20.26	14.79	14.17	13.30	6.20
Fe ² O ³	1.76	1.14	1.33	2.88	8.63
FeO	3.59	8.28	5.77	11.75	14.15
MnO	0.11	0.24	0.20	0.22	0.22
MgO	10.29	8.38	10.07	5.29	5.72
CaO	12.66	11.18	17.12	10.88	10.40
Na ² O	1.81	3.06	1.63	2.57	2.04
K ² O	0.16	0.30	0.07	0.22	0.11
TiO ²	0.19	1.42	1.04	4.84	9.88
P ² O ⁵	néant	0.10		1.54	0.06
H ² O +	1.83	0.15	1.82	0.67	0.75
H ² O —	0.27	0.26	0.25	0.50	0.31
CO ²	tr.	0.37			tr.
Fl.	tr.	0.26	0.08	0.68	0.11
Cr ² O ³	0.07	0.05	0.09		
	100.14	100.42	100.06	100.32	100.06
SiO ²				1.92	7.02
Or.	0.56	1.67		1.11	0.56
Ab.	15.20	25.68	6.68	21.48	16.77
An.	46.70	25.85	31.14	24.19	7.78
Né.			3.76		
CaSiO ³	6.61	10.79	22.39	7.54	18.10
MgSiO ³	11.30	13.60	15.50	13.20	14.30
FeSiO ³	2.11	7.92	5.02	11.61	2.77
Mg ² SiO ⁴	10.08	5.11	6.72		
Fe ² SiO ⁴	2.24	3.36	2.45		
Ilm.	0.30	2.74	1.98	9.12	18.85
Ma.	2.55	1.62	1.86	4.18	12.53
Ap.		0.34		3.70	
Fl.		0.47		1.40	0.23
An. %	75	50	82	53	31
Σ ^c	62.46	53.20	41.58	48.71	32.13
Σ ^b	35.19	45.95	55.92	50.75	66.78
Diopside	12.53	20.98	42.91	14.87	34.34
Hypersthène	7.49	11.03		17.48	0.83
Olivine	12.32	8.47	9.17		
Densité		3.004		3.084	3.196

VI. — Gabbro à olivine (Mramorje).....

VII. — Gabbro à olivine (Rudo, Crni Kamen).....

VIII. — Gabbro à olivine (Bistrica).

IX. — Gabbro sans olivine (Rudo, Nikolići).....

X. — Gabbro sans olivine (Zaovine, Rastiste).....

II. (III). 5.(4.5.5. [1'.(2)3.(1)2'.2']).

III. 5.(3)4.5 [1(2).2.2.2(3)].

III'. 5'.4.5 [1'.2.2(3).2].

III. 5'.4.5 [2(3).1'.2.3].

IV. 1.3.5 [3.1.2.3'].

le résidu extrême de la différenciation du magma lherzolitique avec enrichissement en soude, alumine et chaux. Enfin, bien que la composition minéralogique des gabbros du massif de Varda soit différente de celle de Panja Glava et Mramorje, leur composition chimique reste sensiblement la même, il n'y a donc pas lieu de séparer au point de vue magmatique, ces différents massifs de gabbro. Provenant du même magma, ils se sont consolidés dans des conditions physiques différentes. En outre les gabbros de Varda, à la faveur de mouvements tectoniques, ont subi sur place des transformations sans apport d'éléments étrangers et par un simple changement moléculaire ont donné naissance à des roches ouralitisées ou des roches écrasées à amphibole et grenat.

L'âge des gabbros.

Comme nous l'avons indiqué précédemment à propos des lherzolites, les gabbros sont postérieurs aux roches qui les accompagnent. Un exemple très net en est fourni par le dyke de Sjenožeta qui recoupe les lherzolites.

Mais ils sont antérieurs aux formations gréseuses du Trias et aux éruptions doléritiques.

D'autre part, bien qu'il n'existe pas de différence au point de vue chimique entre le massif gabbroïque de Varda et ceux de Sjenožeta, Panja Glava et Mramorje, les différences de composition minéralogique et de structure observées conduisent à supposer que la mise en place des deux groupes de massifs eut lieu à la même époque.

Le massif de Varda a été soumis à des actions mécaniques.

Les actions dynamiques ont aussi affecté les lherzolites qui sont fortement écrasées. De plus nous verrons plus

loin que certaines parties du massif de Varda ont été enfouies à une telle profondeur que des amphibolites à grenat ont pris naissance à leurs dépens.

Ces mouvements se sont produits avant la sédimentation des couches permotriasiques et probablement à la fin du Carbonifère.

III. — DOLÉRITES

Avant-propos. — La question de l'âge des formations qui accompagnent les dolérites dans la Serbie occidentale est une des plus discutées par les géologues yougoslaves et étrangers.

Mais ceux-ci, sauf L. Marić, se sont attachés presque uniquement à l'étude de ces formations en négligeant celle de la roche éruptive qui les traverse. Il en est résulté de nombreuses discussions basées sur des observations parfois incomplètes.

Pour combler ces lacunes je décrirai en détail dans ce chapitre les caractères lithologiques des dolérites, en ajoutant à celles de mes devanciers les nombreuses observations que j'ai pu faire.

Répartition géographique.

Dans la région de Zlatibor, les dolérites ne forment pas des masses aussi importantes que dans la région située au sud du Lim et étudiée par L. Marić (18), mais leurs affleurements sont très nombreux sur tout le pourtour du massif de Iherzolites.

Très développés dans la partie nord (région Kaludjerske

Baré, Postenjica, Bioska, Stapari, Šljivovica), ils le sont beaucoup moins à l'Est (Alin Potok, Ljubišnica, Negbina), à l'Ouest et au Sud-Est. Mais leur maximum de développement se place au confluent du Lim et de l'Uvac sur le versant sud-est de Sirova Gora et de Varda, et c'est dans cette dernière région que l'on rencontre les roches les moins altérées.

Enfin, au centre du massif on en trouve de nombreux affleurements autour du mont Tornik, dans les calcaires triasiques.

Mode de gisement des dolérites.

Les dolérites du massif de Zlatibor se présentent principalement en filons dont la puissance varie de quelques décimètres à plusieurs dizaines de mètres; ceux-ci traversent les grès, les quartzites et les radiolarites du Permien ou du Trias inférieur (Werfénien) et pénètrent parfois directement dans les calcaires du Trias moyen et supérieur, à Čosići-Bioska par exemple. Dans les régions de Stapari, de Dobroselica et au Sud du Lim ces dolérites affectent la forme de couches interstratifiées dans les roches sédimentaires. A Djetinja-Stapari, Borova-Glava, Dobroselica, on les voit nettement traverser les lherzolites avant de pénétrer dans les formations sédimentaires.

Elles sont toujours très altérées, et deviennent d'un rouge brunâtre. Elles sont alors très difficiles à distinguer, sur le terrain, des roches qu'elles traversent (Radiolarites et quartzites compacts). Peut-être est-ce pour cette raison que les géologues autrichiens ont englobé ce complexe sous le nom général de « Diabashornsteinfelstufit formation » sans faire de différence entre les roches éruptives et les roches sédimentaires.

L'âge de la mise en place des dolérites peut être fixé entre le Permien et le Trias supérieur ; ces roches sont donc postérieures aux lherzolites.

Remarquons seulement ici que les affleurements doléritiques sont répartis d'une part sur le bord du massif de lherzolites, d'autre part en son centre, où ils jalonnent le grand accident tectonique de Jablanica, aux points de plus faible résistance de ce massif. Ce fait est tout à fait intéressant, car il permet de déterminer la limite des lherzolites sous la couverture triasique.

Travaux antérieurs.

Parmi les travaux antérieurs sur les dolérites et les formations qu'ils accompagnent, nous citerons tout d'abord ceux de Hammer et de L. Marič. Hammer (6) dont les observations se rapportent à la région de Zlatibor signale bien dans le complexe des « Hornstein » la présence des dolérites et en donne une courte description pétrographique, mais il n'en aborde pas l'étude chimique. D'autre part il décrit sous le nom de tufs les roches qui leur sont associées et attribue à toute la formation l'âge triasique. Nous verrons que les tufs n'existent pas dans la région de Zlatibor. Marič (18) s'est occupé de la région au Sud du Lim ; il donne une analyse de dolérite et montre que les roches qui l'accompagnent sont d'origine sédimentaire, et non pas des tufs volcaniques. Les autres travaux sont d'ordre géologique et ne traitent que l'âge des dolérites. Parmi eux nous retiendrons ceux de MM. Živković et K. V. Petković (29, 23) qui ont cherché à déterminer exactement l'âge des calcaires triasiques qui les recouvrent en se basant sur de nombreuses déterminations paléontologiques. S'appuyant uniquement sur l'étude de quelques coupes géo-

logiques Milovanović (20) parvient à des conclusions analogues sur leur âge.

Enfin Katzer en Bosnie, Lòzcy (46) et Kossmat (9) dans la région de Zlatibor et dans les régions voisines incorporent au Jurassique toute la formation, bien que la carte et les coupes qu'ils en donnent, montrent clairement qu'elle ne peut être que triasique. Leurs conclusions sont inadmissibles, d'après les observations minutieuses de M. Živkovič.

Aspect extérieur des dolérites.

Lorsqu'elles sont fraîches, comme dans la région de l'Uvac, les dolérites sont d'un vert très foncé. Quelques rares phénocristaux de feldspaths se détachent parfois sur la masse sombre, presque compacte des minéraux ferromagnésiens. Dans la plupart des cas l'altération a changé complètement l'aspect de ces roches. On ne distingue plus aucun des minéraux originels. La couleur est variable ; d'abord vert clair, elle tend vers le brun rougeâtre puis le rouge quand l'altération s'accroît. La roche se débite en fragments parallélépipédiques. A ce stade d'altération, il devient très difficile de distinguer les roches sédimentaires environnantes qui se présentent également en plaquettes colorées en rouge par de la limonite.

Composition minéralogique.

L'étude microscopique montre que 30 % environ des échantillons recueillis sont au stade d'altération maximum, 65 % sont moins altérés, et 5 % seulement sont frais. L'analyse chimique ne présente d'intérêt que pour ces derniers.

On peut donc diviser en deux catégories les minéraux entrant dans la constitution des dolérites : 1° Minéraux primaires, 2° Minéraux formés par transformation secondaire.

1. *Minéraux primaires. Feldspaths.* — Les plagioclases que l'on rencontre dans les dolérites normales sont toujours en cristaux aplatis : dans les types se rapprochant des microgabbros, les phénocristaux n'ont pas de formes géométriques, et les microlites sont en baguettes. Les plus grands de ces cristaux atteignent parfois 5 mm. Ils sont maclés suivant les lois de Carsbad et de l'albite, assez souvent zonés, surtout dans les types très feldspathiques.

Ils renferment, d'après les déterminations microscopiques, de 38 à 65 % d'An., mais on trouve dans les types riche en verre, des cristallites feldspathiques à 70 % d'An.

Pyroxène. — Ce minéral n'a pas en général de formes géométriques, puisqu'il participe à la construction d'un édifice à structure ophitique ; il remplit les vides laissés dans l'enchevêtrement des plagioclases, soit sous forme de grandes plages, soit en agrégats de petits grains. Les sections perpendiculaires à la bissectrice aiguë montrent un angle des axes optiques allant de 10° à 30° ; on peut donc rattacher ce pyroxène au groupe du diopside très magnésien et peu calcique, la *pigeonite* définie par M. A. Winchell (27). J'ai isolé ce minéral de la roche en le soumettant aux méthodes de séparations gravimétriques et électromagnétiques. Une analyse qualitative m'a montré que l'hypothèse faite était exacte. Il est à remarquer que dans les dolérites, très riches en péridot, le pyroxène est toujours de la pigeonite. Ce minéral se trouve aussi sous forme de microlites dans les dolérites vitreuses.

Péridot. — Ce minéral est moins abondant que le pyroxène

et le feldspath ; il n'est un peu plus fréquent que dans les types pauvres en pyroxène ; il se présente alors sous forme de grands cristaux sans contours géométriques nets. Habituellement il est en petits grains arrondis toujours plus petits que les pyroxènes. Il forme rarement des assemblages à structure ophitique, avec les plagioclases mais avec l'augite il constitue parfois des associations palmées, par secteurs. La densité du péridot extrait des dolérites, est d'environ 3.35. Ses indices sont voisins de ceux mesurés sur le péridot des gabbros.

Hornblendé. — La hornblende vert foncé, très polychroïque que l'on trouve dans ces roches est un produit de transformation de l'augite par ouralitisation.

Comme minéral accessoire on rencontre d'une façon constante l'apatite.

2. *Minéraux secondaires.* — Les *plagioclases* sont les minéraux qui, dans les dolérites, ont résisté le plus aux modifications secondaires. Lorsque celles-ci les ont atteints, elles ont provoqué leur transformation en zoïsité ou en une matière faiblement biréfringente dont nous n'avons pu déterminer la véritable nature. Souvent ces minéraux se sont formés au centre des cristaux de plagioclases ; ces derniers sont parfois transformés en calcite ou épigénisés en limonite. Le *pyroxène* et le *péridot* se transforment très souvent en une chlorite vert foncé, qu'on peut rattacher au groupe des ripidolites. Ils sont souvent *serpentinisés* et j'ai constaté par l'analyse thermique que l'antigorite formée appartient uniquement à la *variété* β , fait déjà signalé précédemment pour les gabbros. Si la transformation se développe davantage, il se forme par places des masses finement grenues d'*épidote* associée à la limonite, et la céladonite tapisse les cavités laissées par les minéraux ferromagnésiens complètement disparus. Ce minéral se présente en lamelles très

fines, vert foncé, à allongement positif, faiblement polychroïque dans les teintes vertes et vert jaunâtre ; il est assez biréfringent et son indice moyen est compris entre 1,607 et 1,618. Le *quartz* remplit les cavités laissées soit par le feldspath, soit, plus souvent, par les minéraux ferromagnésiens ; on le trouve aussi en veinules très minces. La calcédonite se forme moins fréquemment que le quartz.

Variations de composition minéralogique et de structure.

Les dolérites de la région de Zlatibor peuvent être divisées en 3 catégories d'après leur composition minéralogique et leur structure.

1° *Types très feldspathiques, et pauvres en barylites.* — Ils sont caractérisés par des plagioclases acides à 37 % d'An. Leur structure est franchement doléritique. Ces roches sont peu répandues et ne constituent que des faciès de différenciation locale dans certains puissants filons de la région d'Uvac. On peut rattacher à cette catégorie toutes les obsidiennes basaltiques ne contenant comme cristaux que des microlites de plagioclases très basiques (70 % d'An). Elles sont très répandues sous forme de filonnets de quelques centimètres d'épaisseur, surtout dans les calcaires, ou bien au sommet et sur le bord des filons de dolérites, là où le refroidissement du magma a été brusque.

2° *Types très riches en pyroxènes et pauvres en périclote.* — Ce type de dolérite est fréquent surtout dans la partie méridionale du massif de Zlatibor. Il est caractérisé par l'abondance de la pigeonite en grandes plages ophitiques, en cristaux allongés, en grains arrondis, ou enfin en lamelles. Ce minéral se transforme parfois en hornblende. Le plagioclase renferme entre 51 et 55 % d'An. Le périclote peut y être considéré comme un minéral accessoire (*Strpci*) ana-

lyse n° I. Généralement la structure de ces roches est nettement doléritique, mais il existe aussi des types à structure microgrenue (Uvac) (*Analyse n° II*).

3° *Types très riches en pyroxène et en périclote*. — Dans ce groupe, les roches sont à grain plus fin que dans les deux groupes précédents. La proportion de plagioclase γ est nettement inférieure à celle des minéraux ferromagnésiens et leur teneur en anorthite oscille entre 60-67 %. Ce type de roche caractérise certains filons de la partie nord du massif. La structure est nettement ophitique. Le périclote se trouve toujours sous forme de petits grains disséminés dans la roche qui renferme parfois un peu de verre. Ce dernier est très acide et une attaque prolongée à l'acide chlorhydrique le laisse intact.

Composition chimique des dolérites.

Les échantillons frais de dolérites ne se rencontrent que dans la région de Uvac-Strpci. J'ai choisi parmi eux, pour les soumettre à l'analyse chimique, trois échantillons bien représentatifs des types de structure et de composition minéralogique distingués précédemment.

I. — Dolérite normale à augite (pigeonite) et périclote (*Analyse n° I*). Structure ophitique caractéristique. Les plagioclases schillerisés, en cristaux aplatis à 70 % d'An. Pigeonite ouralitisée en hornblende brune. Grains de périclote répartis dans les vides laissés entre les lames feldspathiques. Minéraux opaques abondants.

II. — Microgabbros à phénocristaux de feldspath et d'augite, sans périclote (*Analyse n° II*). Structure microgrenue. Les phénocristaux de plagioclase à 57 % d'An. englobant poecilitequement des inclusions d'augite, parfois transfor-

mées en chlorite. Quelques phénocristaux d'augite ouralitisé englobent poeciliquement sur leurs bords des grains de feldspath.

La pâte possède une structure ophitique très fine ; elle est composée de plagioclase à 48 % d'An., d'augite violacée partiellement ouralitisée, et renferme quelques minéraux secondaires ; prehnite en îlots de fibres enchevêtrées, et chlorite en lamelles disséminées.

III. — Obsidienne basaltique à pigeonite et plagioclase.
Analyse n° III. Structure intersertale. Plagioclases zonés renfermant 20 à 50 % d'An. et remplis d'inclusions ferrugineuses. Les vides laissés entre les feldspaths sont souvent comblés par du verre transformé en chlorite et en zoïsite.

On trouvera dans le tableau ci-dessous la composition chimique et les paramètres magmatiques de ces roches.

On remarque que leurs paramètres magmatiques sont extrêmement voisins, bien que leurs compositions minéralogiques diffèrent sensiblement. Au point de vue chimique, la différence faible, mais bien caractéristique, porte sur le rapport du périclase au pyroxène, et l'on voit en outre que la quantité du périclase croît avec la teneur en anorthite. Ce fait a déjà été signalé précédemment pour les gabbros. D'ailleurs, au point de vue chimique, elles sont analogues aux gabbros mésocrates (III) labradoriques, assez riches en minerais, très pauvres en potasse (*Analyse n° VII*). On peut donc dire que les venues gabbroïques et doléritiques, bien qu'elles soient d'âge différent, sont issues d'un même magma, devenu plus acide par différenciation dans le cas des dolérites, où nous ne retrouvons plus les types correspondant aux allivalites.

Dolérites.

	I	II	III
SiO ²	49.12	51.30	50.34
Al ² O ³	13.60	13.16	13.48
Fe ² O ³	1.78	2.16	3.77
FeO	10.17	8.23	5.76
MnO	0.27	0.16	0.22
MgO	6.66	7.50	8.66
CaO	12.14	10.62	7.16
Na ² O	2.84	3.19	4.27
K ² O	0.13	0.34	0.22
TiO ²	2.40	1.60	1.60
P ² O ⁵	0.16	0.09	0.19
H ² O +	0.59	1.71	3.70
H ² O —	0.17	0.35	0.87
CO ²	0.11	—	—
F	0.15	—	—
S	0.09	—	—
	100.38	100.41	100.03
SiO ²	—	—	1.56
Or	0.56	1.67	1.11
Ab	23.58	26.72	30.39
An	24.19	20.85	20.02
CaSiO ³	14.50	13.22	6.15
MgSiO ³	13.40	18.30	21.60
FeSiO ³	10.96	10.69	5.28
Mg ² SiO ⁴	2.24	0.20	—
Fe ² SiO ⁴	2.04	0.28	—
Ilm	4.56	3.04	3.04
Magnétite	2.55	3.02	5.34
Ap	0.34	—	0.34
Pyrite	0.11	—	—
An ^o /o	50	43	39
Σ ^c	48.33	49.24	53.08
Σ ^b	50.70	48.75	41.75
Diopside	28.50	25.74	11.71
Hypersthène	10.35	16.47	21.32
Olivine	4.28	0.48	—
Densité	3.040		

- I. — Dolérites ophitiques normales.
 (Strpci-Uvac)..... III. 5. (3)4. 5. [(1) 2. (1)2. 2. 3].
 II. — Microgabbro (Strpci-Uvac).... III. 5. 3'. 5 [1(2). 1. 2. (2) 3].
 III. — Obsidienne basaltique (Strpci-Uvac)..... III. 5. 3. 5 [2. 1'. 2. 2].

Modification des dolérites et des roches avoisinantes par pneumatolyse.

Nous avons vu plus haut que les dolérites avaient subi, par oxydation et silicification, des altérations superficielles parfois très intenses. On observe en outre des modifications d'une origine vraisemblablement plus profonde, en relation avec des circulations d'eaux magmatiques, qui ont provoqué la formation de chlorite et de serpentine. Parmi les nombreux exemples de ces phénomènes, je choisirai les plus frappants :

1) à l'Est de Dobroselica (Borova Glava) un filon de dolérite de 3 m. de puissance traverse des lherzolites entièrement serpentinisées à son contact sur une épaisseur d'environ 50 cm.

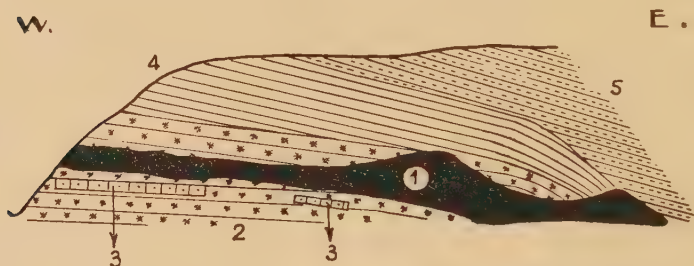
Dans la dolérite elle-même les minéraux ferromagnésiens sont aussi serpentinisés. La transformation est en rapport avec la puissance des filons, près de Bioska (Crvena Stijena).

2) Près de Katusnica la chloritisation des minéraux ferromagnésiens est très nette et l'on remarque que les plagioclases sont intacts ; la formation de chlorite s'est même poursuivie sur une faible distance (3 cm.) dans les calcaires avoisinants.

3) Sur la rive droite de la Djetinja (Rupici) en face de Stapari, de l'antigorite néogène s'est développée dans les quartzites micacés, dont les micas sont chloritisés, au voisinage d'un grand filon de dolérite fortement serpentinisée. L'analyse thermique différentielle effectuée sur 15 échantillons caractéristiques, m'a montré que l'*antigorite* ainsi formée appartient à la variété β , qui paraît être d'ori-

gine profonde. Dans le cas des phénomènes d'oxydation superficielle, l'analyse thermique m'a permis de compléter mes observations microscopiques, et de déceler la présence de limonite, de goethite (crochet endothermique à 450°) et même de pyrolusite (Bioska-Ćosići), dans les roches transformées.

Age des dolérites. — De nombreuses coupes géologiques montrent que la venue doléritique est nettement postérieure



N° 1. — *Bioska-Ervena Crvena Stijena.*

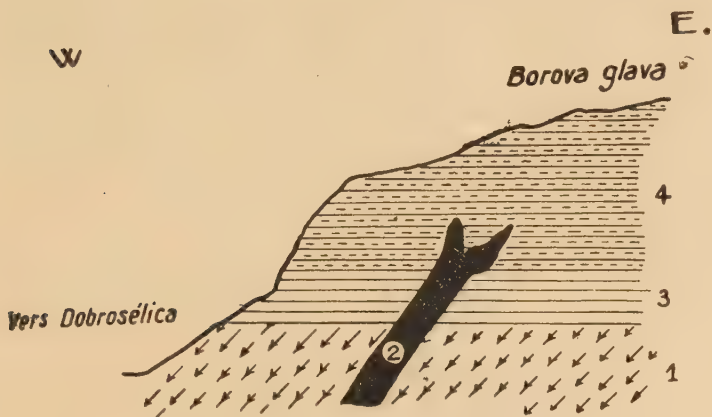
1. Dolérites; 2. Jaspes à Radialaires (Trias supérieur); 3. Intercalation de calcaires; 4. Grès et quartzites triasiques; 5. Calcaires du Trias moyen.

aux lherzolites et aux gabbros. La limite supérieure est le Norien, comme le prouvent les coupes relevées à Bioska-Ćosiće, Zborište-Mihailovac.

Dans les calcaires que traversent les dolérites j'ai trouvé des empreintes de *Megalodon*. Mais on constate que l'activité éruptive la plus grande s'est produite au Werfénien dans la partie nord du massif de Zlatibor (Stapari, Bioska-Crvena Stijena, Vrutci), au Trias moyen dans la partie centrale et méridionale du massif (Borova Glava, Dobroselica, région au sud du Lim).

A Bioska, au Nord de Stapari et à Sljivovica on trouve dans les jaspes sédimentaires parfois interstratifiées avec

les dolérites, de véritables radiolarites (dont les organismes sont malheureusement indéterminables). D'après



N° 2. — Borova Glava à l'Est de Dobroselica.

1. Lherzolites ; 2. Dolérites ; 3. Grès et quartzites (Trias supérieur) ; 4. Calcaires et dolomies (Norien).

leur position stratigraphique, ces couches appartiennent au Werfénien. Cette attribution résulte des travaux de M. Zivcovič. Au Sud de la Lim, ce géologue a d'ailleurs trouvé des fossiles triasiques dans les calcaires où pénètrent les dolérites : *Ptychites flexuosus* Mojs, *Sturia san-sowini* Mojs., *Daonella sturi* BENECKE.

Nous ne pouvons pas donner, à l'appui de ce qui vient d'être exposé



N° 3. — Čosići au Nord-Est de Bioska.

1. Dolérites ; 2. Grès du Trias moyen ; 3. Calcaires de Ponikve (Trias moyen).

brusque du magma au contact de ces roches. La dolérite devient une obsidienne basaltique et ne renferme que des cristallites feldspathiques. Cette action est particulièrement nette sur les filons très minces ou à l'extrémité des grands filons, ou encore dans des brèches volcaniques au contact de gros blocs arrachés aux parois filoniennes (Stapari).

Toutes ces observations paraissent bien confirmer notre conclusion sur l'âge triasique de la venue doléritique, et réfute les hypothèses faites par d'autres auteurs sur un âge plus récent.

IV. — GITES MINÉRAUX EN RELATION AVEC LES ROCHES ÉRUPTIVES

I. — Gites de giobertite.

Au cours d'une campagne de levés géologiques, effectuée en 1925, j'ai découvert, dans la partie NE du massif de Zlatibor, à Krnda, un très important gisement de giobertite.

Il en existe d'autres au centre du massif et dans sa partie occidentale. J'ai donné, une étude d'ensemble de ces gisements (22 bis). Je n'en résumerai ici que les conclusions. Ces gites appartiennent à deux types :

1) Ceux dont l'origine doit être recherchée dans l'action d'eaux profondes venues à la faveur de fractures produites par des mouvements tectoniques assez récents, probablement tertiaires. Ces gisements sont très puissants et les seuls exploitables. Ils sont caractérisés par des filons dont les épontes très épaisses sont formées par des lherzolites fortement serpentinisées et des brèches cimentées par de

la giobertite. Habituellement les filons s'élargissent en profondeur. La giobertite y est excessivement pure (99.35 MgCO_3). A ce type de gisement appartiennent les filons de Miloševac, Krnda, Tornik, Liska.

L'existence d'une source thermominérale très riche en magnésie, à Vrutci, est en accord avec l'hypothèse de l'origine profonde de la giobertite.

2) Les gisements formés *per descensum* sont caractérisés par la faible puissance des filons qui les composent. Ces filons n'ont pas de salbandes serpentineuses comme les précédents. Ils sont très nombreux dans la région, mais ils n'offrent qu'un très faible intérêt au point de vue économique.

II. — Gisements de chromite.

On a découvert dans la région de Zlatibor deux gisements de chromite qui étaient en exploitation en 1929 à l'époque de l'un de mes voyages. Le plus important est celui de Semegnjevo, mais il m'a été impossible de visiter l'exploitation. D'après les renseignements qui m'ont été fournis, le minerai constitue dans la lherzolite des amas en chapelets dont la puissance varie de 50 cm à 3 m. La lherzolite encaissante est très serpentinisée ; on y trouve par places de la chlorite en abondance et des cristaux automorphes de chromite. En sections minces, on voit que la chromite est rarement translucide ; elle est de couleur rouge très foncé. D'autre part le minerai est traversé par de nombreuses veinules d'antigorite ou de chlorite à structure palmée dont les cristaux sont implantés perpendiculairement aux parois. Le périclase est très rare, ses cristaux ont subi une serpentinisation très avancée. Le spinellide, brun foncé, est analogue à celui que nous avons signalé dans les autres lherzolites, mais ici il forme avec la chlorite

des associations épitaxiques; de fines lamelles de chromite sont orientées dans le spinelle suivant les plans de l'octaèdre.

J'ai examiné au microscope métallographique le minerai en sections polies. Il est constitué par deux espèces : la *chromite* inattaquable par tous les réactifs et dont le pouvoir réflecteur pour le bleu ($\lambda 0\mu$, 465) est de 0,185 ; la *magnétite*, plus réfléchissante (P.R. = 0,215 pour $\lambda 0\mu$, 465) et attaquable par l'acide chlorydrique au bout de 1 m. La magnétite forme des veinules irrégulières plus ou moins larges dans la chromite, ou bien elle borde les cristaux de ce minéral. Elle est parfois en voie de transformation en martite.

L'ordre de cristallisation des constituants du minerai est donc le suivant :

1° Cristallisation de chromite ; 2° Formation presque immédiate de magnétite ; 3° Remplacement progressif de la magnétite par l'hématite.

Le deuxième gisement de chromite est celui de Šljivovica. La chromite y forme un filon dont l'affleurement mesure 50 m. de long sur 0 m. 50 à 3 m. de largeur. Le minerai est assez pauvre, car il renferme beaucoup de gangue. En lames minces la chromite est souvent translucide et de couleur rouge foncé. Ces parties transparentes sont presque toujours entourées de zones opaques, et en lumière réfléchie il n'existe aucune différence de pouvoir réflecteur entre elles. On ne rencontre dans ces minerais ni magnétite, ni hématite. Par contre ils renferment beaucoup d'antigorite en veinules ou en îlots où apparaissent parfois des cristaux résiduels de péridot et d'enstatite.

III. — *Étude en lumière réfléchie normalement des minéraux contenus dans les roches basiques.*

1) *Minéraux opaques des lherzolites.* — Je n'ai pas rencontré de *chromite* dans les lherzolites du Zlatibor, sauf dans une roche de Tornik où ce minéral est en cristaux automorphes.

Le minéral opaque le plus fréquent est la *magnétite* ; il est particulièrement abondant dans les types fortement serpentinisés. Il forme des traînées de petits grains arrondis, parfois transformés en hématite sur leurs bords, ou bien une poussière excessivement fine disséminée dans toute la roche. On le trouve aussi dans le péridot serpentinisé. La *magnétite* s'est formée sur la périphérie des grains de péridot et remplit, à l'intérieur, des veinules régulières. La *pyrite* en petits cristaux automorphes est fréquente dans les types serpentinisés. Par contre la *pyrrhotite* existe surtout dans les roches peu serpentinisées et très riches en spinelle (Krnda) ; elle est en grains allongés souvent disposés au contact du péridot et du spinelle.

La *chalcopyrite* est rare et se présente dans les mêmes conditions que la *pyrrhotite*. Je n'ai rencontré la *pentlandite* dans aucun échantillon. On doit donc supposer que la petite quantité de nickel dosé dans ces roches (0,15 à 0,20 % NiO) remplace une partie de la magnésie du silicate. La *chromite*, la *pyrrhotite*, la *pyrite* et la *chalcopyrite* se sont formées en premier lieu pendant le refroidissement du magma. Quant à la *magnétite*, sa fréquence dans les types serpentinisés et son association avec le péridot permettent de supposer que sa cristallisation serait contemporaine du phénomène de serpentinisation ; elle se serait formée aux dépens des silicates ferromagnésiens, et sans doute aussi des sulfures de fer primaires disséminés dans la roche.

2) *Minéraux opaques des gabbros.* — Dans les allivaites leucocrates on ne trouve que de la *chromite*, en cristaux automorphes inclus dans les feldspaths (Sjenožeta). Dans les gabbros ouralitisés de Sirova Gora (Varda) apparaît l'ilménite, sous forme de lamelles très minces et courtes orientées suivant les clivages des feldspaths et des amphiboles. Ces roches renferment aussi un peu de pyrrhotite et de chalcopyrite en grains arrondis. L'étude en sections polies des minéraux opaques des gabbros mélancrates conduit à des observations particulièrement intéressantes en ce qui concerne l'origine de la *schillerisation* sur laquelle on a beaucoup discuté. J'ai trouvé des pyroxènes schillerisants dans le gabbro pauvre en minerais du versant SW de Sirova Gora, et j'ai pu constater que cet aspect était dû à des inclusions aciculaires d'ilménite d'une extrême finesse. Parfois, dans les gabbros mésocrates ce minéral est remplacé par un spinelle dont il m'a été impossible de déterminer complètement les caractères microscopiques. Dans les gabbros schillerisants on trouve aussi l'ilménite en poussière fine au milieu des feldspaths. Les gabbros mélancrates sont en général d'une très grande richesse en minerais. On peut à ce point de vue y distinguer deux variétés :

A) Des gabbros dans lesquels l'ilménite est en grandes plages automorphes souvent irradiés polysynthétiquement et parfois associés à de très fines lamelles d'hématite orientées suivant l'allongement de ces plages. Quelquefois des phénomènes d'écrasement ont provoqué l'apparition de la structure cataclastique dans les plages d'ilménite (par ex. : dans le gabbro de Deli Jovan, Serbie orientale).

B) Des gabbros dans lesquels, à la disposition précédente s'ajoutent des associations d'ilménite et de magnétite se présentant sous deux aspects : a) fines lamelles d'hématite cristallographiquement orientées au milieu d'il-

ménite ; b) fines lamelles d'*ilménite* orientées dans la magnétite suivant deux directions formant entre elles un angle de 120° . Dans ces roches, la magnétite est rarement en cristaux isolés. Si elle ne se trouve pas dans l'une des associations précédentes, elle est en grains inclus dans l'*ilménite*.

Pour faire apparaître la structure de ces associations j'ai constaté que l'acide iodhydrique fumant, dont l'emploi dans ce groupe de minéraux n'avait pas été encore signalé, donnait des résultats d'une grande netteté. En effet, la magnétite est immédiatement corrodée, l'hématite n'est attaquée qu'au bout de 3 minutes, et pour entamer l'*ilménite*, il est nécessaire de faire agir l'acide chaud pendant 10 minutes.

Gabbro de Zaovine. — Ce gabbro renferme 31 % de minerais calculés d'après l'analyse, et possède la structure sidéronitique. L'évaluation directe de la proportion de minerais, à l'aide de la platine de Shand, fournit un résultat plus faible : 20 %.

L'*ilménite* prédomine ; elle forme de grandes plages déchiquetées, associées à de fines lamelles d'hématite. On trouve en outre dans cette roche les deux types d'associations de l'*ilménite* et de la magnétite décrites précédemment.

Gabbro de Nikolici près Rudo. — D'après l'analyse chimique cette roche renferme : 9,12 % d'*ilménite* et 4,18 de magnétite. Mêmes associations que précédemment, mais l'hématite est plus abondante dans l'*ilménite* et forme deux séries de lamelles orientées à 120° ; dans une direction leur continuité est parfaite, dans l'autre elles sont interrompues. Toutes les lamelles d'un même système s'éteignent en même temps. Les pouvoirs réflecteurs de ces plages d'*ilménite* sont $R_p = 0,185$ et $R_g = 0,200$ pour le bleu ;

ils sont plus élevés que ceux de la crichtonite par suite de la présence des fines inclusions d'oligiste. Les pouvoirs réflecteurs des larges lamelles d'hématite sont : $R_p = 0,25$ $R_g = 0,30$, et celui de la magnétite 0,22. Il m'a paru intéressant d'analyser l'ilménite de ce gabbro, car on ne possède qu'un très petit nombre de données sur la composition chimique de ce minéral dans les roches. 300 gr. de la roche ont été broyés et tamisés à 150 mesh. La poudre obtenue a été soumise à des séparations gravimétriques, à l'aide de l'iodure de méthylène ($d = 3,33$) et de la liqueur de Clerici ($d = 4,2$), puis à des séparations électromagnétiques combinées avec les premières. J'ai recueilli finalement 5 gr. d'ilménite ne contenant que de fines inclusions lamellaires d'hématite. L'analyse a été effectuée en utilisant la méthode au cupferron pour isoler le fer et le titane, puis la méthode de Chancel (à l'hyposulfite de soude) pour séparer le titane du fer. La teneur en titane a été contrôlée par la colorimétrie.

Le tableau suivant réunit les résultats de l'analyse et leur interprétation minéralogique.

Fe ² O ³	16.94	Ilménite (TiO ² , FeO).	75.54
FeO	40.00	Magnétite.	13.46
TiO ²	39.76	Hématite.	7.66
SiO ²	1.05	Silicales entraînés.	2.70
CaO	0.90		<u>99.36</u>
MgO	0.70		
	<u>99.35</u>		

La substance pour l'analyse, examinée au microscope métallographique, ne renfermant comme minerais étrangers que de l'hématite, ces résultats font supposer que la magnétite calculée existe en solution solide dans l'ilménite. Ce fait a été signalé récemment par Newhouse (21), mais

cet auteur pense que l'hématite n'apparaît que dans les norites.

3) *Minéraux opaques des dolérites.* — Je m'occuperai tout d'abord des minéraux opaques rencontrés dans les roches peu altérées.

Dans les dolérites ophitiques, à gros grain, l'*ilménite* prédomine sur la magnétite. Elle est très souvent associée ophitiquement aux silicates. Les cristaux automorphes sont rares ; leurs contours sont toujours déchiquetés et ils englobent très souvent poecilitequement les silicates (*Analyse n° I*). Quant à la magnétite, peu abondante, elle forme de petits grains disséminés dans la roche. Les caractères optique et chimique de ces deux minéraux, indiqués précédemment, ont été vérifiés. La *pyrrhotite* existe toujours en plus ou moins grande quantité ; elle constitue des globules arrondis ou plus souvent, dans les feldspaths, des plages déchiquetées dont la structure d'agrégat apparaît entre nicols croisés.

La pyrite, en cristaux automorphes, est plus abondante que la pyrrhotite ; elle se reconnaît aisément à sa dureté élevée et à son pouvoir réflecteur de 0,50. Dans les dolérites à grain fin ou vitreuses, la prédominance de la *magnétite* sur l'*ilménite* est presque la règle. L'*ilménite* est très souvent en plages allongées, déchiquetées en « dents de scie » sur leurs bords. Elle a tendance à prendre des formes cristallines. La magnétite est abondante dans les types bien cristallisés, mais il apparaît en outre de la titanomagnétite en cristaux squelettiformes, reconnaissable à son pouvoir réflecteur plus faible (0,148) et à sa résistance vis-à-vis de l'acide chlorhydrique qui ne la corrode pas, même au bout de 2 minutes. Dans les obsidiennes basaltiques, l'*ilménite* est très rare et la magnétite est remplacée par des cristallites de titanomagnétite. Il apparaît parfois des

lamelles très fines d'hématite d'origine secondaire. Les sulfures, peu abondants, sont presque toujours représentés par de la pyrite.

En résumé, on voit que dans les dolérites holocristallines provenant d'un magma lentement refroidi, l'*ilménite* prédomine sur la *magnétite*. Dans les dolérites à grain fin, semi-cristallines, issues d'un magma refroidi plus rapidement, la *magnétite* prédomine, et l'on voit apparaître la *titanomagnétite*. Enfin, les obsidiennes basaltiques dont la production est due au refroidissement brusque du magma, sont caractérisées par la présence de la *titanomagnétite* et l'absence d'*ilménite*.

J'ajouterai à ces remarques que dans son travail récent sur les minéraux opaques des roches, Newhouse (21) indique que les dolérites sont caractérisées par la prédominance de la *magnétite*, que l'on observe rarement l'association ophitique des silicates et des minerais, enfin que les associations épitaxiques de *magnétite* et d'*ilménite* (exsolutions) sont très fréquentes. On voit, d'après les observations précédentes qu'aucune de ces conclusions ne peut être adoptée dans le cas des dolérites de Zlatibor. D'autre part Newhouse ne signale nulle part la présence de *titanomagnétite*.

Minéraux opaques des dolérites altérées. — Dans les dolérites altérées on ne voit presque plus d'*ilménite*. Tous les oxydes de fer primaires sont transformés en martite ou en limonite. Ce dernier minéral envahit aussi les feldspaths dans lesquels il forme une poussière très fine, ou des veinules plus ou moins larges ; dans ces dernières apparaissent parfois des fibres de goethite implantées normalement aux parois. La même transformation s'observe dans les pyroxènes, mais ici de la *magnétite* néogène s'ajoute aux minéraux précédents et se concentre à la périphérie des cristaux. Elle est souvent transformée en martite. Enfin certaines

veinules sont constituées par de la stilpnosidélite isotrope (P. R. 0, 150), très facilement attaquable par l'acide chlorhydrique concentré et présentant de nombreuses réflexions internes rouges. On voit d'après cet exposé combien l'examen microscopique, en lumière réfléchie normalement, permet de compléter l'étude minéralogique des roches riches en minéraux opaques. Il est impossible actuellement de le négliger, car il permet de faire des observations très suggestives sur la nature de ces minéraux et leur genèse probable. Nous avons vu aussi que certains d'entre eux sont symptomatiques des conditions de cristallisation de la roche au milieu de laquelle on les rencontre.

CHAPITRE II

LES SCHISTES CRISTALLINS DU ZLATIBOR

Répartition géographique. — Les schistes cristallins sont en majeure partie concentrés sur la bordure septentrionale du massif de Zlatibor. Ils constituent essentiellement deux massifs :

1° Un massif peu étendu dans la région de Kaludjerske Bare-Kadina Glava. Il forme une zone assez étroite (d'environ 1 km. de puissance) entre les lherzolites et les schistes phylliteux carbonifères ou des formations permotriasiques. Le pendage des couches est en général NE.

2° Le massif de Bioska-Vruci, étudié pour la première fois par nous, est situé à l'Ouest et il est le plus important de la région. Il repose directement sur les lherzolites. Au Nord-Est les amphibolites sont recouvertes le plus souvent par les grès et calcaires du Trias que traversent les dolérites (Bioska Banja, NW de Krnda). De fortes poussées tangentielles ont donné lieu, localement (Bioska, Vruci, Krnda) à quelques contacts anormaux. Sur un étroit espace toute la série est renversée ; le pendage habituel NE est inversé et devient SW.

A l'Est et au Nord le massif de lherzolite est bordé par des calcaires triasiques séparés de place en place des amphibolites par une zone très mince de quartzites et des

schistes phylliteux. La bordure NW du massif est celle qui offre le plus d'intérêt, car on y rencontre des *paragneiss*. Ils forment, sur le versant nord du Strmac, une mince zone intercalée entre des amphibolites et des terrains permotriasiques ; ces derniers sont fortement affectés par des intrusions doléritiques. Au Sud, dans la région de Sljivovica, on trouve une bande d'orthoamphibolites entre les lherzolites et le Trias inférieur. A Palisad les orthoamphibolites sont accompagnés de *paragneiss*. Toute la série est renversée et charriée localement sur les calcaires triasiques (coupe n° 8). A l'Ouest d'Alin Potok une zone très mince de *paragneiss* s'insinue entre les schistes phylliteux carbonifères et les lherzolites.

Enfin sur le versant sud du Zboriste une étroite bande d'amphibolites repose sur les lherzolites et est recouverte par des schistes phylliteux et de grès triasiques. Signalons enfin l'existence d'amphibolites entre les gabbros de Sirova Gora et les lherzolites du Mont Varda. Elles sont peu développées mais offrent beaucoup d'intérêt au point de vue pétrographique.

Travaux antérieurs

L'existence des amphibolites dans la région de Zlatibor a été signalée par M. Zujović (30), qui donne une coupe de ces roches et des formations qui les accompagnent dans la région de Palisad. Mais aucune étude pétrographique ne complète ses observations sur le terrain. Ampferer et Hammer (6) paraissent avoir fait les premiers l'étude microscopique de ces roches, mais sans tenir compte de leur composition chimique. Ils concluent que toute la série de schistes cristallins forme un ensemble nettement séparé géologiquement des lherzolites, et que leur origine est dûe à l'influence du magma lherzolitique sur les schistes

phylliteux et les quartzites permo-carbonifères. Ils n'expliquent pas la schistosité de ces roches.

Récemment Milovanović (20), sans reprendre l'étude pétrographique de cet ensemble, confirme leur conclusion.

Comme nous le verrons plus loin l'hypothèse d'Ampferer et Hammer est inadmissible en ce qui concerne les orthoamphibolites qui forment la majeure partie des schistes cristallins de cette région.

Rappelons enfin que L. Marić (18) vient de décrire quelques amphibolites de la région située au Sud du massif de Zlatibor, mais si l'on en excepte un échantillon de Varda, cette étude ne concerne pas les amphibolites du massif de Zlatibor proprement dit.

Étude pétrographique.

Au point de vue pétrographique, on peut distinguer dans les roches cristallines du massif de Zlatibor deux séries :

- 1) les ortho-amphibolites
- 2) les para-gneiss.

Dans les premiers la composition minéralogique subit quelques variations, les différents types que l'on observe sont liés à des conditions géologiques particulières.

I. — ORTHO-AMPHIBOLITES

Aspect extérieur des roches. — De couleur grise ou vert foncé, les amphibolites possèdent, le plus souvent, une schistosité assez prononcée avec disposition des éléments constitutifs suivant des plans parallèles. En général

elles sont riches en amphibole, pauvres en feldspath, dont les cristaux blancs se détachent nettement sur le fond vert amphibolique ; exceptionnellement on peut trouver des types leucocrates, composés essentiellement de feldspath. Il est intéressant de remarquer que les variétés grenues se rencontrent à la base de la série, au contact immédiat des lherzolites (Krnđa, Kadina Glava).

Examen microscopique. — Les minéraux constitutifs essentiels de ces roches sont l'amphibole et le feldspath ; dans certains cas, ce dernier minéral est peu abondant, parfois même absent ; ces amphibolites non feldspathiques renferment généralement du pyroxène ou du grenat.

a) *Amphibolites feldspathiques.*

On trouve tous les passages entre les types très feldspathiques et ceux pauvres en feldspath. Aucune de ces roches ne se rattache à un niveau déterminé de la série cristallophyllienne. On les voit tantôt en bandes isolées (Vrutei), tantôt passant l'une à l'autre, mais assez souvent les amphibolites très feldspathiques apparaissent dans les zones supérieures.

Leur structure est le plus souvent nématoblastique parfois cataclastique, dans la partie inférieure de la série.

L'*amphibole* est presque toujours colorée et polychroïque, ses cristaux prismatiques et automorphes, dont l'extinction ne dépasse pas 15° dans les sections allongées, sont quelquefois associés poecilitiquement aux plagioclases. Le feldspath suivant les échantillons renferme entre 30 et 60 % d'An. ; rarement intact, il est habituellement transformé en petites plages de zoisite et de séricite ou en prehnite, qui imprègne suivant les fissures ou forme des agrégats et des sphérolites. Enfin une transformation très fréquente des feldspaths est caractérisée par l'apparition d'un minéral,

dont je n'ai pas pu préciser la nature. Voici ses propriétés optiques : plus réfringent que le baume de Canada, il est biaxe, peu biréfringent et possède un allongement négatif. Parfois le feldspath est épigénisé par une matière isotrope peu transparente et colorée en gris foncé. Le minéral accessoire le plus fréquent est du sphène ; ses cristaux de forme lenticulaire atteignent parfois 1,5 mm., ils sont orientés suivant la schistosité de la roche (Vruci).

Les amphibolites peu feldspathiques sont caractérisées par l'amphibole faiblement colorée, à peine polychroïque ; le plagioclase est presque entièrement transformé en zoïsite, séricite, prehnite ou parfois en minéral isotrope signalé plus haut ; la composition du feldspath varie entre 60 et 70% d'An. Ce type forme la majeure partie des amphibolites de cette région.

Certaines variétés, parmi les amphibolites pauvres en feldspath, contiennent du pyroxène. Ces roches ont une structure grenue peu orientée et rappellent les gabbros par leur aspect et leur composition minéralogique. Le minéral prédominant, l'amphibole, possède les propriétés optiques de la hornblende commune verte, mais elle est faiblement colorée et peu polychroïque. Le *pyroxène* se rencontre en rares cristaux granoblastiques ou en prismes allongés. Le feldspath, peu abondant, est presque complètement transformé en matière isotrope. Les minéraux ferromagnésiens sont quelquefois serpentinisés. Ces amphibolites à pyroxène se rencontrent à la base de la série et reposent directement sur les lherzolites.

b) *Amphibolites non feldspathiques à pyroxène et grenat.*

Ces roches forment une petite zone de 500 m. d'épaisseur entre les lherzolites du mont Varda et les gabbros de Sirova Gora. Elles sont de couleur foncée presque

noire, massives, avec la schistosité peu apparente et riches en grenats, bien visibles à l'œil nu. L'orientation de cette bande est NS avec pendage à 45° vers le SE.

Leur structure est granoblastique ; la hornblende, rarement le grenat, jouent le rôle de xénoblastes. La hornblende verte se présente soit en grandes plages, soit en petits grains associés au pyroxène faiblement coloré en vert ; les mêmes minéraux, accompagnés de zoïsite, entrent dans la constitution des couronnes kélyphitiques qui entourent le grenat. Ils forment aussi des veinules et de petites plages isolées, englobées par l'amphibole. La zone kélyphitique peut envahir le cristal de grenat jusqu'au point de le faire disparaître complètement. La prehnite et la zoïsite semblent être des produits de transformation secondaire de feldspath. Les minéraux accessoires sont représentés par de petits grains lenticulaires de sphène inclus dans l'amphibole ou dans le grenat (*Analyse n° V*).

A la base des amphibolites de Kadina Glava versant sud-est) on trouve une roche, dont l'aspect extérieur rappelle un forellenstein, car sur un fond verdâtre on voit des taches noires formées par du péridot serpentinisé (*Analyse n° I*).

Au microscope on remarque que l'amphibole en prismes allongés, orientés dans des plans parallèles, englobe de grands cristaux xénomorphes de péridot. Elle est incolore, s'éteint à 23° des traces de clivages dans la face g^1 , et possède un grand écartement des axes optiques. Il existe quelques grains d'augite. Un spinelle en assez grande quantité se présente tantôt, en petits grains roses, tantôt en grandes plages sans forme géométrique, qui sont brun foncé au centre, brun clair ou incolore sur la périphérie. La variété brun foncé correspond probablement à la picotite.

Les paramètres magmatiques sont ceux d'une allivante. Toute l'alumine du spinelle est combinée par le calcul avec la chaux, ce qui fait apparaître de l'anorthite virtuelle en très grande quantité. Le peu de chaux qui reste donne du diopside.

Ainsi cette roche de la série cristallophyllienne, malgré sa composition minéralogique particulière, provient, comme le montre l'analyse chimique, de la transformation d'une roche éruptive de la famille du gabbro ; en outre la présence du péridot est un indice de recristallisation en grande profondeur.

Composition chimique des orthoamphibolites.

Le calcul des analyses ci-dessus met en évidence un déficit de silice, exprimé principalement sous forme d'olivine et de néphéline virtuelles. L'olivine doit se trouver dans ces conditions à l'état potentiel dans la hornblende. La teneur en barylites fournie par le calcul est à peu près égale à celle des coup-holites, tandis que, minéralogiquement, les barylites prédominent. Ceci tient à ce que dans le calcul on ne forme pas des barylites alumineux, mais toute alumine de ces dernières est combinée avec la chaux et les alcalis pour former les feldspaths. Ainsi, la distinction admise précédemment d'après la composition minéralogique, en amphibolite feldspathique et non feldspathique n'apparaît pas dans le calcul des analyses chimiques. On peut remarquer seulement que les types riches en pyroxène exprimé minéralogiquement, sont moins feldspathiques par le calcul (*Analyse N° VII, IX*) et par conséquent plus riches en barylite que les types amphiboliques sans pyroxène (*Analyse N° III, VI, VIII*).

Classées par teneur croissante en diopside calculé, ces

amphibolites forment une série très homogène. Enfin la proportion du pyroxène augmente quand celle des coupfolites diminue.

Une propriété importante de ces amphibolites est leur pauvreté en potasse et en minerais.

Les paramètres magmatiques sont ceux d'un gabbro normal (III) labradorique ou bytownitique (4^e paramètre = 3). Dans les paramètres calculés d'après les barylites, il faut signaler comme caractéristique le second paramètre 3, qui indique égalité de teneur en diopside et en olivine. On remarque que les amphibolites riches en coupfolites ont leur composition chimique très voisine de celle de gabbro de Rudo (*Analyse N° VII*).

L'âge et l'origine des ortho-amphibolites.

On admet que les ortho-amphibolites proviennent du métamorphisme des gabbros sous l'effet de puissantes actions dynamiques, ayant en général leur siège dans la zone « méso » de Grubenmann.

Cependant dans le cas des ortho-amphibolites de la région de Zlatibor, on doit faire intervenir dans certaines parties du massif, des actions encore plus profondes, car il existe des amphibolites à grenat (Varda, Huseinova Ravan) et même à périclase (Kadina Glava). Les gabbros se seraient donc enfoncés par places dans la zone « kata » de Grubenmann.

Dans la partie inférieure de la série, les amphibolites sont caractérisées par la présence du pyroxène et par une diminution notable de la schistosité correspondant à l'affaiblissement de la pression unilatérale. Les roches de la partie supérieure sont au contraire très schisteuses et ne renferment pas de pyroxène. Cette manière d'être est la

Ortho-amphibolites.

	I	II	III	IV	V
SiO ₂	40.16	48.12	47.00	46.16	41.22
Al ₂ O ₃	14.26	14.98	14.56	13.80	14.22
Fe ₂ O ₃	1.14	1.75	2.81	2.93	4.54
FeO	5.88	7.88	8.28	8.37	8.37
MnO	0.16	0.16	0.20	0.19	0.25
MgO	26.20	9.11	9.79	11.19	11.66
CaO	8.04	11.64	11.52	11.78	14.60
Na ₂ O	0.84	2.61	2.71	2.30	1.04
K ₂ O	0.15	0.68	0.30	0.32	0.24
TiO ₂	0.24	1.20	1.44	1.50	2.18
P ₂ O ₅	tr.	0.12	0.11	0.08	0.17
H ₂ O +	2.50	1.40	1.19	1.25	0.93
H ₂ O —	0.19	0.23	0.10	0.19	0.20
CO ₂	0.29	tr.			0.54
F		0.19	0.23	0.05	
Cr ₂ O ₃	0.18	0.05		0.05	0.08
	100.23	100.12	100.24	100.15	100.24
Or	0.56	3.89	1.67	1.67	1.11
Ab	0.78	21.74	21.61	17.68	4.58
An.	35.03	26.97	26.41	26.41	33.36
Ne	3.36	0.14	0.78	0.92	2.34
CaSiO ₃	1.16	12.29	12.30	13.34	14.62
MgSiO ₃	0.90	7.70	8.00	8.90	10.40
FeSiO ₃	0.13	3.83	3.43	3.43	4.18
Mg ² SiO ₄	45.22	10.57	11.48	13.30	13.09
Fe ² SiO ₄	7.44	5.71	5.71	5.61	2.90
Ilm	0.46	2.28	2.74	2.89	4.26
Ma	1.62	2.55	4.18	4.18	6.50
Chr.	0.22				
Ap		0.34	0.34		0.34
Fl		0.39	0.39		
Calc.	0.70				1.20
Σ ^c	39.73	52.74	50.47	46.68	41.39
Σ ^b	57.15	44.66	48.57	51.65	56.29
Diopside	2.19	23.82	23.73	25.67	27.92
Olivine	52.66	16.28	17.19	18.91	17.27
Minerais	2.30	5.66	7.75	7.07	11.10
An %	97	55	54	59	87

- I. — Amphibolite à périclote et spinelle
(Kadina Glava, versant Sud).... III'.5".(4)5.'5[1.5.1.1(2)]
- II. — Amphibolite peu feldspathique
(Krnica, versant NE)..... III.5.'4.4(5)[1(2).(2)3.2.2']
- III. — Amphibolite feldspathique (Vrutci,
versant S Raziste)..... III.5.'4.'5[(1)2.'3.2.2']
- IV. — Amphibolite non feldspathique
(Kaludjerske Bare, Zastranica).. III.5.4, 5[(1)2.'3.2.2]
- V. — Amphibolite à grenat (Varda, ver-
sant SW)..... III'.5.4(5).(4)5[2.2.(2)3.2]

Orthoamphibolites.

	VI	VII	VIII	IX
SiO ²	44.90	45.16	50.88	43.08
Al ² O ³	15.18	16.06	14.34	12.69
Fe ² O ³	1.99	0.66	2.11	4.42
FeO	5.97	3.08	6.37	7.77
MnO	0.16	0.07	0.17	0.25
MgO	13.42	15.36	6.35	12.27
CaO	14.80	16.08	12.22	14.80
Na ² O	1.01	0.92	4.02	1.59
K ² O	tr.	0.19	0.49	0.17
TiO ²	0.84	0.18	1.32	1.21
P ² O ⁵			0.06	
H ² O +	1.60	1.62	1.26	1.39
H ² O —	0.25	0.23	0.26	0.06
F	0.10	0.22	0.23	0.29
Cr ² O ³	0.09	0.29		0.09
	100.21	100.12	100.08	100.13
Or		1.11	2.78	0.56
Ab	6.29	0.26	28.95	4.45
An.	36.14	38.92	19.46	27.52
Né	1.70	4.12	2.77	4.68
CaSiO ³	15.43	16.82	16.82	18.79
MgSiO ³	11.20	13.30	10.50	13.30
FeSiO ³	2.77	1.58	5.28	3.83
Mg ² SiO ⁴	15.61	17.57	3.71	12.11
Fe ² SiO ⁴	4.28	2.34	2.14	3.98
Ilm	1.52	0.30	2.43	2.28
Ma	2.78	0.93	3.02	6.50
Chr.	0.22	0.22		
Fl	0.23	0.39	0.47	0.55
Σ ^c	44.16	44.41	53.96	37.21
Σ ^b	54.04	53.45	44.37	61.34
Diopside	29.40	31.70	32.60	35.92
Olivine	19.89	19.91	5.85	16.09
An %	85	99	40	86

- VI.** — Amphibolite peu feldspathique (Strmac, versant NW)..... III.5.(4)5.5[1'.(2)3.2.2]
VII. — Amphibolite à pyroxène (Kadina Glava, versant NW)... III.(6)5.(4)5.(4)5.[1.(2)3.2.1(2)]
VIII. — Amphibolite feldspathique (Palisad, sommet)..... III.5.3.'5[1(2).(1)2.2(3).2(3)]
IX. — Amphibolite à pyroxène (Rudo, Nikolici)..... III(IV).6(5).4.5[(1)2.2.2.2]

conséquence de la forte pression unilatérale qui règne dans la zone « méso ». La mise en place du magma gabbroïque est certainement postérieure à celle des lherzolites. Plus tard ces gabbros soumis au dynamométamorphisme ont donné naissance aux ortho-amphibolites. En effet il existe des amphibolites à zoïsité, prehnite et grenat et des amphibolites à périclase dont la formation ne peut être expliquée que par un enfoncement dans la zone kata et une nouvelle recristallisation dans la zone meso, le grenat et le périclase formés en profondeur n'ayant pas été complètement résorbés (*Analyse N° I, V*).

Ces transformations se seraient produites à l'époque carbonifère. Quant à l'hypothèse d'Ampferer et Hammer (6) attribuant l'origine des amphibolites à une action métamorphique des lherzolites sur les schistes phylliteux, elle doit être abandonnée. En effet l'analyse de deux échantillons de ces phyllites qu'on trouvera dans la II^e partie, montre qu'elles sont dépourvues de chaux et de magnésie et renferment une grande quantité de quartz (27 à 72 %). Elles sont caractérisées d'autre part par une teneur en potasse plus élevée que la teneur en soude. La transformation de ces roches ne peut donc donner naissance qu'à des quartzites micacés. Nous verrons plus loin que cette hypothèse se vérifie dans le cas des paragneiss. Mais Ampferer et Hammer ne distinguent pas les types ortho et para et ne font pas intervenir le dynamométamorphisme dans la formation de la série cristallophyllienne.

II. — PARAGNEISS

Aspect extérieur. — Les paragneiss de Zlatibor sont gris verdâtre; leur schistosité est très nette, sauf dans les types

riches en quartz. Les variétés amphiboliques sont assez rares ; leur couleur est vert foncé ; leur schistosité plus accentuée. Lorsque ces roches sont altérées, leur couleur est ocre rouge. On ne peut guère observer à la loupe, que le quartz en grains allongés, le mica en fines lamelles, et parfois l'amphibole, dans des lits alternant avec des parties quartzeuses.

Caractères microscopiques des paragneiss.

Ils peuvent être divisés en trois groupes d'après leur composition minéralogique. :

1) *Types dépourvus d'amphibole ou très pauvres en ce minéral.* — Ces roches forment la presque totalité des paragneiss. Ce sont des quartzites plus ou moins micacés renfermant aussi un peu d'épidote, de tourmaline, de chlorite, et parfois du grenat. On y trouve quelquefois de la calcite, et certains types sont feldspathiques (Sud de Bioska, Ročnjak).

2) *Types amphiboliques.* — Ils contiennent toujours du quartz et de l'épidote, un peu de feldspath et sont en général situés à la partie inférieure de la série (Palisad, Zboriste-Postenjica).

3) *Épidotites à amphibole et zoïsité.* — Ces roches ne se rencontrent que sur le versant nord de Krnda. Elles renferment de la calcite. Il nous paraît intéressant de donner quelques détails sur leurs aspects au microscope.

1) *Quartzites micacés.* — Toutes ces roches possèdent une structure lépidoblastique. Le mica y forme de fines lamelles verdâtres très polychroïques parfois transformées en chlorite. On peut le rapporter à la biotite. Le quartz est en petits grains arrondis, ou en plages plus larges à extinctions roulantes. Dans ce cas la roche prend la struc-

ture œillée. La *tourmaline* est en prismes allongés, émoussés, craquelés et tordus, très polychroïques (n_g incolore ; n_p bleu violacé). L'*épidote* est en prismes allongés ou en grains arrondis légèrement colorés en jaune miel, clair sur les bords, foncé au centre. Dans les quartzites dépourvus de calcite l'*épidote* est en aiguilles non polychroïques et la structure de la roche est moins schisteuse.

Le grenat ne se rencontre que dans les quartzites d'Alin Potok. La chlorite forme de petites plages xénomorphes remplissant les vides laissés par les quartz. *Calcite*. — Dans ces quartzites apparaissent parfois des plages isolées de calcite montrant de nombreuses macles de glissement suivant b^1 . Quand ce minéral devient abondant il forme des couches qui alternent avec des lits quartzeux. *Feldspath*. — La proportion de feldspath que l'on rencontre dans certaines de ces roches est toujours subordonnée par rapport à celles des autres minéraux. Il est toujours constitué par de l'albite en forme des grains arrondis fortement écrasés.

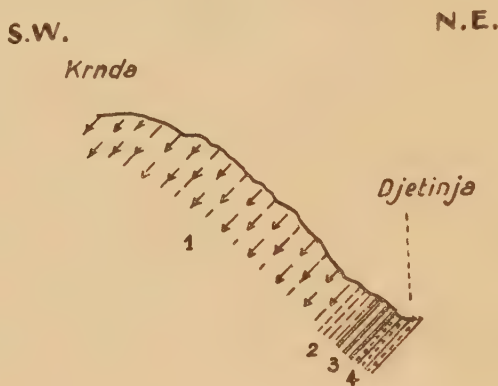
2) *Amphibolites quartziques à épidote*. — Ces roches sont parfois un peu feldspathiques (albite). Leur structure est nématoblastique. L'amphibole, hornblende, est en cristaux aciculaires très polychroïques (n_g vert foncé ; n_p vert clair) groupés en couches successives, séparés par des lits quartzeux riches en épidote. Dans les types très amphiboliques, le quartz, l'épidote et le feldspath sont disséminés dans la masse.

3) *Épidotite à hornblende et zoïsité*. — Structure nématoblastique. Lits d'épidote et de hornblende verte alternés. La zoïsité est fréquemment associée à l'épidote ; elle est par places le seul constituant des lits de ce minéral. Ces roches sont en couches très minces (de l'ordre de 50 cm. d'épaisseur) et sont associées à des calcaires ; à leur contact

elles renferment une proportion plus ou moins grande de calcite.

Répartition géographique et mode de gisement.

Les paragneiss représentent une petite partie de l'ensemble des schistes cristallins, environ 1/20. Aux endroits



N° 5. — Versant Nord de Krnda.

1. Lherzolites ; 2. Orthoamphibolites ; 3. Jaspes et grès avec intrusion doléritique ; 4. Calcaires triasiques.

où on peut observer leurs relations avec les orthoamphibolites, on constate qu'ils se trouvent toujours en dessus de ces roches. L'épaisseur des couches qu'elles forment est faible ; elle ne dépasse jamais 200 m. et est très souvent réduite à une dizaine de mètres. Les paragneiss sont recouverts soit par des schistes phylliteux (Bioska, Sušica, Palisad), soit par des grès et des quartzites permotriasiques (Alin Potok). On les rencontre aussi au Sud de Zborište, sur la rive droite de Djetinja au sud de Bioska (versant nord de Strmac). En ce dernier point ils forment une

bande dirigée SO-NE entre les grès permotriasiques et les orthoamphibolites. Du côté ouest cette bande n'a que 30 m. d'épaisseur ; à l'Est sa puissance atteint 150 m., et on y distingue plusieurs horizons qui n'existent pas du côté ouest (coupe n° 6). Le pendage général est SSE. La même série, mais moins puissante, se trouve près de Ročnjak



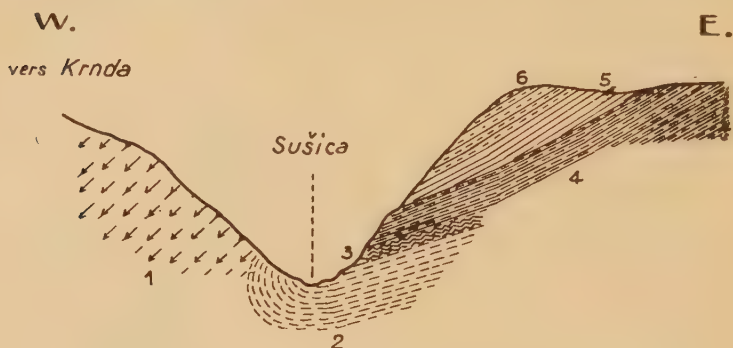
N° 6. — Versant Nord de Stimac, rive droite de Djetinja.

1. Lherzolites ; 2. Orthoamphibolites ; 3. Paragneiss ; 4. Schistes phylliteux ; 5. Grès et quartzites triasiques.

à l'Est de Bioska. Elle repose sur les amphibolites, et les grès permotriasiques qui la recouvrent, sont traversés par des filons de dolérites.

Une disposition analogue se retrouve au Nord de Krnda ; les paragneiss y sont dirigés NS (coupe n° 5). Mais à l'Ouest de cette localité dans le lit de la Sušica ils sont recouverts par les schistes phylliteux (coupe n° 7). Le pendage est à l'Est. Enfin les paragneiss les plus intéressants au point de vue tectonique sont ceux de Palisad. Ici toute la série est renversée et a glissé, au Nord, suivant un plan de contact

anormal dirigé NO-SE (coupe n° 8). Cette série (dont le pendage est SE) comprend les roches suivantes : des amphibolites riches en quartz et épidote fortement écrasées reposent sur des orthoamphibolites ; elles forment une masse assez puissante recouverte par des quartzites finement grenus



N° 7. — Versant Sud-Est de Krnda (Prline).

1. Lherzolites ; 2. Orthoamphibolites ; 3. Paragneiss ; 4. Schistes phylliteux ; 5. Grès et conglomérats permo-triasiques ; 6. Calcaires triasiques.

riches en épidote, pauvres en mica ; viennent ensuite une zone très mince de quartzite à biotite un peu feldspathique, puis les schistes phylliteux et enfin les grès triasiques. Au NW d'Alin Potok, une mince couche d'orthoamphibolite de pendage SE est recouverte par des amphibolites quartziques riches en épidote parfois grenatifères et tourmalinifères, puis par des quartzites micacées à épidote, enfin, à la partie supérieure apparaissent les schistes phylliteux.

Origine des paragneiss de Zlatibor.

On voit donc que les paragneiss amphiboliques de Zlatibor se distinguent nettement des orthoamphibolites par leur composition minéralogique et leur structure.

Ils reposent toujours sur des orthoamphibolites et quand la série est complète ils sont recouverts par les schistes phylliteux.

Leur position est donc telle qu'il est logique de la considérer au moins en partie comme roches sédimentaires transformées.

L'attribution de ces roches aux paragneiss est contrôlée par la composition chimique de ces schistes phylliteux que nous donnons ci-dessous :

Minéraux calculés réels.

SiO ²	53.58		
Al ² O ³	20.30		
Fe ² O ³	8.27		
FeO	1.83	Quartz calculé	29.70
MnO	0.15	Mica muscovite	48.70
MgO	0.90	Kaolinite	4.12
CaO	0.10	Limonite	9.64
Na ² O	1.69	Ilménite	2.17
K ² O	4.20	Reste d'éléments non calculés	4.92
TiO ²	1.17		
P ² O ⁵	0.05		
H ² O +	6.09		
H ² O —	0.92		
	<u>99.25</u>		

qui correspondraient bien à celles de quartzites micacés. Quant aux autres membres de la série : amphibolite à épidote et quartz, quartzite à épidote riche en calcite, ils

proviendraient du métamorphisme d'une série sédimentaire située à la partie inférieure des schistes phylliteux.

Ils représentent donc une ancienne couverture sédimentaire du massif des lherzolites.

A la faveur de mouvements tectoniques importants, survenus probablement au Carbonifère, les sédiments auraient donné naissance aux paragneiss.

Une preuve que ces schistes phylliteux ont pu se transformer en schistes cristallins, sans aucun apport chimique, réside dans l'existence des quartzites plus ou moins micacés. L'enfoncement de ces sédiments n'a pas eu lieu à une très grande profondeur puisque la partie supérieure des paragneiss qui provient de leur transformation ne contient que des minéraux caractéristiques de la zone « épi » de Grubenmann (épidote, chlorite et mica).

DEUXIÈME PARTIE

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

L'intérêt principal de ce travail étant concentré sur l'étude du massif de roches basiques et de ses relations avec les roches avoisinantes, je n'aborderai l'étude des terrains sédimentaires de la région que dans la mesure où elle peut nous apporter des éclaircissements sur l'âge de la mise en place des roches éruptives, ou sur la formation des schistes cristallins qui les accompagnent. Ces terrains sédimentaires sont pauvres en fossiles et, au point de vue paléontologique, je m'appuierai surtout sur les travaux d'autres géologues : Žujović, Živković, Milovanović, Lõczy Simić et Petković, qui ont étudié soit les sédiments de Zlatibor, soit leurs analogues des régions proches ou éloignées.

Dans la région de Zlatibor on distingue avec certitude les formations suivantes : Carbonifère, Permien, Trias, Crétacé, Tertiaire.

J'insisterai tout particulièrement sur les caractères du Carbonifère et du Permien, car les terrains de cet âge sont en liaison directe avec les roches éruptives que j'ai étudiées.

CHAPITRE I

PALÉOZOÏQUE

LE CARBONIFÈRE

Travaux antérieurs. — Le Paléozoïque a été décrit pour la première fois par Zujović (30) dans la région de Jelova Gora située au Nord du Zlabitor. Cette formation y couvre de grandes étendues. D'après lui, la partie supérieure de la série est composée de phyllites, avec talc et mica, et de psammites. La partie inférieure de la série serait archéenne.

Löczy (16) décrit la même série en indiquant qu'elle forme un anticlinal de direction EO. Sa base est constituée par des séricitoschistes, la partie moyenne par des schistes graphiteux, enfin, la partie supérieure par des phyllites avec intercalations de grès et conglomérats en couches puissantes. Parmi d'autres roches il décrit notamment les gneiss et des quartzites à séricite.

Milovanovic (20) étudie aussi cette série paléozoïque de Jelova Gora au point de vue géologique et y joint la description des formations du même âge situées au Nord de Ponikve et Kaludjerske Bare. Il y distingue les mêmes subdivisions que Löczy mais il rapporte au Permien la partie gréseuse supérieure ; d'autre part il considère que les couches font partie d'un anticlinal dont l'axe est dirigé SE-NO, et que les plissements de moindre importance

qu'on y observe sont dus à l'intrusion de la masse de lherzolites.

Simić (23 bis), en étudiant le Paléozoïque des environs de Bela Crkva a trouvé une faune permienne très riche en Brachiopodes, et des calcaires à *Bellerophon* dans des couches situées à la partie supérieure des schistes phylliteux et légèrement transgressive sur elle. C'est la seule preuve que ces dernières appartiennent probablement au Carbonifère.

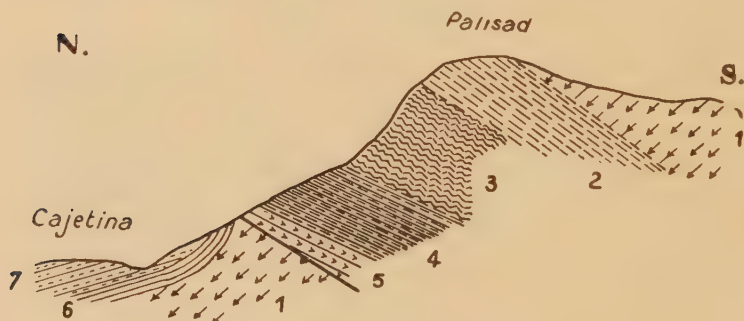
On voit d'après ce qui précède que les travaux sur le Paléozoïque des régions voisines de Zlatibor sont surtout d'ordre stratigraphique ou tectonique ; ils ne prennent pas en considération la nature lithologique des sédiments qui se sont déposés à cette époque. C'est à ce dernier point de vue que je me placerai en me limitant à la région de Zlatibor.

Répartition du Carbonifère. — Comme nous l'avons précédemment indiqué en décrivant les paragneiss, ceux-ci sont généralement associés à des schistes phylliteux à leur partie supérieure. Exceptionnellement cette disposition ne s'observe pas dans les régions suivantes : Entre Kadina Glava et Djetinja un petit îlot résiduel de ces roches repose directement sur les serpentines le long du torrent de Rakovica et il est recouvert par des grès, des quartzites et des radiolarites traversées par de nombreux filons de dolérites.

Au Sud de Stapari, au confluent de la Soušica et la Djetinja les couches forment un anticlinal de direction SE-NW (voir coupe n° 10) dont la partie nord est presque redressée. Au centre de cet anticlinal on voit sur les schistes phylliteux, des quartzites fortement écrasés et des conglomérats permien tout à fait analogues au Verrucano. Mais la série s'observe dans toute son ampleur au Nord de la zone calcaire qui commence à Tara et s'étend par Kaludskejerske Bare, Ponikve et Strapari jusque vers Uzice.

Cette zone est bordée sans interruption par des schistes phylliteux, et voici la coupe que l'on peut relever (de bas en haut) entre la rivière Rača et Kaludjerske Bare, et qui montre les relations du Carbonifère et du Permien :

1) Phyllites très feuilletées (comme celles existant au Sud de Stapari), souvent traversées par de nombreuses veines de quartz atteignant parfois 1 m. d'épaisseur.



N° 8. — Versant Nord de Palisad.

1. Lherzolites ; 2. Orthoamphibolites ; 3. Paragneiss ; 4. Schistes phylliteux ; 5. Quartzites à épidote ; 6. Grès triasiques ; 7. Calcaires du Trias supérieur.

2) Grès finement grenu et psammitique passant à des grès à gros grain renfermant à leur base des débris de phyllites.

3) Conglomérat rouge du type Verrucano.

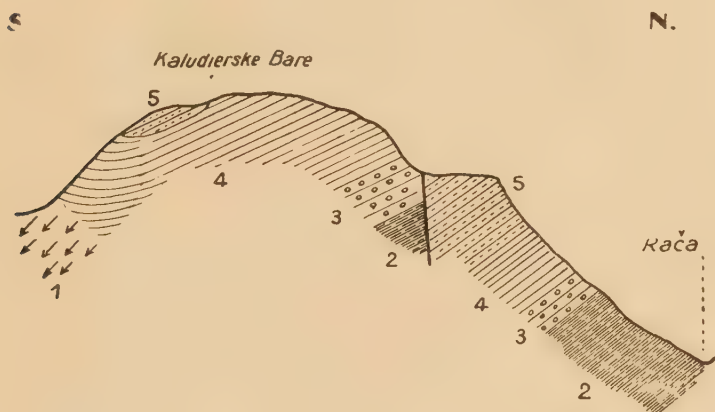
4) Grès rouge micacé passant à des grès noirs mêlés à des calcaires noirs riches en quartzite.

5) Calcaires gris verdâtre très feuilletés recouverts par des grès jaunes et des schistes argileux du Werfénien.

6) Toute la série est recouverte par des calcaires triasiques. Le pendage des couches très fort, mais variable, est en moyenne SSE.

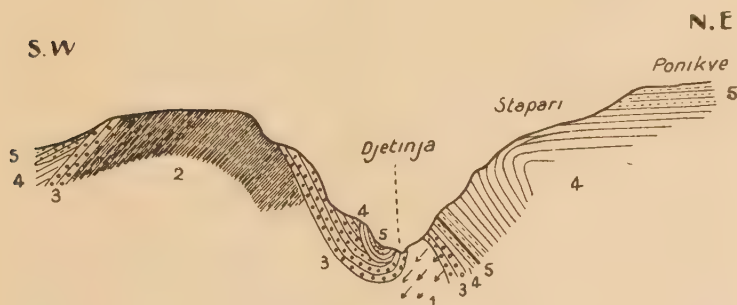
La partie supérieure de la série apparaît au Sud de la

zone calcaire signalée plus haut, sous forme d'une bande très mince entre les amphibolites ou les lherzolites et les calcaires triasiques.



N° 9. — Versant Nord de Kaludjerske Bare.

1. Lherzolites ; 2. Schistes phylliteux fortement plissés ; 3. Conglomérats rouges « Verrucano » ; 4. Grès triasiques ; 5. Calcaires triasiques.



N° 10. — La rive droite et gauche de Djetinja au Sud de Stapar.

1. Lherzolites ; 2. Schistes phylliteux fortement plissés ; 3. Conglomérats rouges « Verrucano » ; 4. Grès et quartzites permotriasiques ; 5. Calcaires du Trias moyen.

Aspect extérieur des roches carbonifères.

Les schistes phylliteux sont toujours de couleur brun foncé ou jaune clair ; très schisteux, ils ont le toucher gras des talcschistes. Les *grès* véritables sont vert foncé et quand leur grain est fin, on les distingue difficilement des dolérites. Si le grain est grossier on peut observer facilement les constituants principaux de la roche : quartz, mica, calcite.

Étude microscopique.

La structure de la roche est généralement schisteuse. Les couches que l'on y observe sont caractérisées par la prédominance d'un seul minéral. Les éléments constituants sont généralement d'une extrême finesse. Plus le grain de la roche est fin, plus elle renferme des minéraux différents. Les schistes phylliteux à gros grain sont plus riches en quartz et ne contiennent que quelques paillettes de mica.

1) *Les véritables schistes phylliteux* sont constitués par les minéraux suivants :

Quartz microcristallin souillé par des oxydes de fer. Ce minéral se trouve aussi en fines veinules traversant la roche ; il est souvent écrasé.

Mica muscovite en paillettes très fines irrégulièrement disséminées dans la roche ou concentrées en couches successives séparées par des lits plus quartzeux.

Kaolinite en petites lamelles difficiles à identifier au microscope.

C'est grâce à l'analyse thermique différentielle que j'ai pu déceler la présence de ce minéral dans les schistes phylliteux.

Ces roches renferment, de la tourmaline et du rutile comme minéraux accessoires.

Il semble bien que ce type de schistes phylliteux forme la partie inférieure de la série sédimentaire du Carbonifère.

2) La partie gréseuse du complexe, où se trouvent les schistes phylliteux (Voir Coupe n° 9), est constituée par de véritables quartzites très riches en muscovite associée à des chlorites.

3) Dans les roches à gros grain, le quartz en larges plages arrondies apparaît au milieu de la masse quartzreuse microcristalline formant le ciment. Les vides qui existent parfois entre ces plages sont remplies de micas et de chlorites, d'épidote finement grenue, et plus rarement d'albite en cristaux brisés.

Ce type de roche est situé à la partie supérieure de la série et indique probablement la régression carbonifère.

Composition chimique des schistes phylliteux. — J'ai effectué l'analyse chimique de deux échantillons, l'un provient du Sud de Stapari, *analyse n° 1* ; l'autre, au Sud-Est de Kadina Glava. Ce dernier est brun foncé, schisteux, mais assez compact, *analyse n° 2*. Sauf quelques rares paillettes de mica, on ne distingue plus au microscope les minéraux qui le constituent.

Dans ces échantillons j'ai évalué la silice libre sous forme de quartz, et la silice combinée dans les silicates en utilisant la même méthode que M. Thiébaud dans son travail sur les argiles.

Dans les deux cas l'analyse thermique a mis en évidence la présence de kaolinite et l'absence de talc. Le tableau ci-dessous groupe les résultats de deux analyses et la composition minéralogique que l'on en déduit. L'excès d'eau de constitution mis en évidence par le calcul doit avoir la même origine que dans le cas des serpentines étudiées précédemment. La deuxième roche contient 72 % de quartz.

Ces résultats montrent l'intérêt d'une étude minéralogique et chimique des différents types lithologiques de cette série.

Cette étude reste à faire dans la région située plus au Nord du massif de Zlatibor où ces formations sont très développées. Elle permettra vraisemblablement de déterminer approximativement la succession des couches.

	1.	2.
SiO ²	53.58	84.25
Al ² O ³	20.30	8.02
Fe ² O ³	8.27	2.01
FeO	1.83	0.58
MnO	0.15	0.10
MgO	0.90	tr.
CaO	0.10	0.61
Na ² O	1.69	0.60
K ² O	4.20	1.44
P ² O ⁵	0.05	néant
TiO ²	1.17	0.27
H ² O +	6.09	2.03
H ² O —	0.92	0.24
	99.25	100.15
Quartz réel	27 %	73 %
SiO ² calculé	29.70	74.88
Kaolin.	4.12	0.76
Micas.	48.70	19.59
Ilménite.	2.15	0.46
Hématite.	—	1.12
Limonite.	9.64	1.12

Remarques sur la tectonique du Carbonifère. — La formation carbonifère du Zlatibor est caractérisée par de nombreux plissements dont la direction générale est NE-SW et dont le pendage est en moyenne SSE. Cette direction est

différente de celle observée dans les Dinarides. Ces formations carbonifères forment un vaste anticlinal au Nord de la région. La partie sud réapparaît sous les calcaires triasiques, mais elle est très réduite sur le massif de péridotites et se subdivise à sa périphérie en anticlinaux secondaires (Sud de Stapari). A cette ancienne tectonique s'ajoute celle résultant d'une poussée postérieure venue du NE, qui a provoqué un renversement local de couches (voir chapitre des paragneiss).

LE PERMIEN

La partie supérieure de la série renfermant les schistes phylliteux est caractérisée par des grès et des conglomérats de couleur rouge appartenant très probablement, comme nous l'avons indiqué plus haut, à l'époque permienne.

Mais très souvent les schistes phylliteux manquent et dans ce cas le Permien est constitué par des grès psammitiques plus ou moins riches en calcite, que l'on distingue difficilement des grès triasiques.

Répartition géographique. — Ces conglomérats et grès rouges sont très développés au Nord de la zone calcaire Tara-Ponikve. On les trouve aussi au contact des phyllites dans le massif lui-même, mais les couches sont beaucoup moins puissantes. Il en est aussi par exemple entre Kadina-Glava et Bioska, à Šljivovica, NW de Strmac, enfin au Sud de Stapari sur la rive droite de Djetinja au lieu dit Rupići, où ils sont le mieux développés. En cet endroit, sur le versant nord de l'anticlinal formé par les phyllites, on voit une couche de 2 à 3 mètres de grès micacés verdâtres recouverts de grès rouge à grain fin, puis d'une épaisse couche de conglomérats rouges renfermant des

galets de quartz qui atteignent parfois 15 cm. de diamètre. Sur la rive gauche de la Djetinja ces conglomérats sont surmontés par des grès jaunes verdâtres qui constituent en outre, au Nord, le plateau de Stapari. La partie supérieure de ces grès est probablement d'âge triasique (voir coupe n° 7).

Une série semblable s'observe à Kaludjerske Bare, où elle constitue un îlot de forme allongée, au milieu des calcaires triasiques dont ils sont séparés par une formation schisto-gréseuse traversée par de nombreux filons de dolérites (Borova Brdo). Là aussi, certaines parties inférieures de la série au Sud et au Nord-Est sont formées par des grès rouges et conglomérats permien. Ces derniers apparaissent grâce à l'affaissement, le long d'une faille (coupe n° 9).

Étude microscopique des roches permien. — Le caractère le plus frappant de ces roches est la présence de *quartz* anguleux à extinctions onduleuses, fortement écrasé et transformé en un agrégat de petits cristaux (Rupiči, Šljivovica, Kaludjerske Bare, Alin Potok). L'écrasement est surtout marqué au-dessous des conglomérats rouges. Les couches triasiques transgressives sont beaucoup moins écrasées.

Le *mica*, assez abondant, est presque toujours de la muscovite, rarement de la biotite. Il est souvent déformé et ses lamelles sont orientées dans une même direction (Borovo Brdo, Kaludjerske Bare, Rupiči).

La *chlorite* vert foncé, peu biréfringente, présente les mêmes particularités que le mica, Elle est surtout fréquente dans les grès verdâtres.

La *tourmaline* est en cristaux allongés, toujours fissurés et tordus. Elle est presque uniquement localisée dans les conglomérats rouges.

L'albite se rencontre dans les parties supérieures et infé-

rieures du conglomérat rouge. Elle est en cristaux maclés, brisés, parfois tordus. Sa proportion dans la roche paraît croître avec la teneur en mica.

La *goethite* et l'*hématite* sont très abondantes dans les grès et les conglomérats rouges. Ce sont elles qui donnent à ces roches leur coloration caractéristique. En sections polies, on reconnaît aisément ces minéraux à leurs propriétés optiques. Hématite : pouvoir réflecteur moyen 0,27, biréflectance marquée ; Goethite : pouvoir réflecteur moyen 0,16, biréflectance faible. L'hématite, comme la goethite, se présente en agrégats fibreux plus ou moins sphérolitiques dans les interstices entre les grains de quartz. L'hématite forme aussi autour de ces grains une mince couronne fibreuse. Lorsqu'elle est riche en fissures, ses fibres sont perpendiculaires aux parois.

La *calcite* est en grandes plages ou en petits cristaux rhomboédriques dans les vides entre les grains de quartz ; elle est plutôt fréquente dans la partie supérieure de la série.

Le ciment de ces roches est formé soit de grains de quartz submicroscopiques, soit des minéraux décrits plus haut.

La *pyrite* est parfois très abondante dans les conglomérats. Elle y forme des lentilles de petite taille.

L'examen microscopique permet donc de préciser la nature des couches que l'on peut distinguer dans la série permienne ; on peut les caractériser de la façon suivante, en allant du bas vers le haut :

1) *Grès verdâtre* composé de quartz, chlorite, feldspath, peu de mica.

2) *Grès rouge à grain fin* avec quartz, beaucoup de mica, peu de feldspath, hématite, goethite, pyrite.

3) *Conglomérat rouge* : quartz écrasé, peu ou prou de

mica, tourmaline, hématite, goethite, pyrite. Leur ciment est formé exclusivement des oxydes de fer.

4) *Grès jaune ou vert* : quartz, feldspath, mica, calcite.

En résumé, la position stratigraphique des roches que nous venons de décrire est bien définie ; elles sont antérieures au Trias et transgressives sur les schistes phylliteux ; et, par analogie avec les roches semblables, fossilifères, des régions voisines du Zlatibor, on doit admettre qu'elles se sont formées au Permien.

D'autre part, l'étude microscopique montre que leurs éléments ont dû subir des déformations mécaniques assez marquées.

CHAPITRE II

MÉSOZOÏQUE

LE TRIAS

Parmi les formations sédimentaires de la région de Zlatibor, le Trias est celle qui offre le plus de développement.

Au Nord, les calcaires triasiques forment les hauts plateaux de Tara; ils se continuent, vers l'Est, par la zone calcaire de Kaludjerske Bare, Žljebac, et rejoignent les plateaux de Ponikve, Stapari et Užice. A partir de ce point, la formation s'incurve vers le Sud et borde le massif de Iherzolites. On la retrouve dans les plateaux de Rožanstvo et Murtenica. Au centre du massif, les calcaires triasiques transgressifs existent au Sud de Tornik.

Trias inférieur (Werfénien).

Les deux faciès du Werfénien sont développés dans la région de Zlatibor. Le *faciès normal* s'observe sur la bordure nord et à l'Est des plateaux de Ponikve et de Stapari. Les sédiments qui lui correspondent reposent directement sur le grès rouge du Permien (Verrucano) ou sur les phyllites carbonifères. L'influence lithologique de ces terrains

se manifeste dans les couches werféniennes, constituées par des schistes argileux et gréseux.

Živkovic (28) a distingué deux horizons parmi ces couches.

1) Couche de Seis représentées par des grès très mica-cés et des schistes jaunes et gris (Stapari, Kaludjerske Bare) avec *Myacites fassaeinsis*, Wien.

2) Couches de Campil représentées par les mêmes roches avec intercalations de calcaires et de marnes renfermant *Myophoria costata* (partie nord du plateau de Stapari).

Le deuxième faciès du Werfénien s'observe dans l'intérieur du massif. Il correspond à des couches plus profondes, beaucoup plus siliceuses, car elles reposent directement sur les péridotites. De plus elles sont très souvent traversées par les dolérites ou interstratifiées avec elles.

Je n'ai trouvé comme fossiles que les squelettes de Radiolaires indéterminables, dans les parties tout à fait quartzeuses : Sljivovica, Stapari Bioska, Crvena Stjena, versant nord de Voloder. La présence de ces organismes fait penser au faciès profond de cette série, surtout dans la partie SW de Bioska.

Dans la région de Bioska, la partie inférieure très puissante de la série est fortement plissée et constituée par des jaspes rouges et verdâtres avec intercalations de calcaires rouges. Elle repose à l'Ouest directement sur les lherzolites, au Sud sur les phyllites, au Nord sur les conglomérats rouges. On observe ensuite la succession suivante : grès à grain très fin, souvent interstratifié à la base dans les couches de jaspes ; grès brun foncé ; grès jaunâtre ; calcaires.

Travaux antérieurs.

Nous avons résumé brièvement les travaux des géologues qui ont déterminé l'âge de cette série. Une seule

étude, celle de Marič, a été faite au point de vue pétrographique et se rapporte à la région située au Sud du massif de Zlatibor (18). Marič distingue deux séries dans les jaspes : Série A. — Très riche en quartz (78 %), pauvre en chaux (0,76 %) et renfermant : chlorite, micas, feldspath et zircon. Série B. — A 56 % de quartz, 8,44 % de chaux ; riche en calcite. Puis viennent les véritables grès. L. Marič s'est surtout attaché à démontrer l'origine sédimentaire de cette série.

Étude microscopique.

Les jaspes (Radiolarites). — *Les jaspes rouges ou noirs* doivent leur coloration à des oxydes de fer ou de manganèse qui imprègnent leurs constituants. Ceux-ci apparaissent nettement au microscope, lorsqu'on soumet les sections minces à une attaque prolongée par l'acide chlorhydrique concentré à froid. On voit ainsi que ces roches possèdent une structure grenue excessivement fine et qu'elles sont composées de quartz, mica et chlorite en fines paillettes disséminées dans la masse, et quelques rares cristaux de feldspaths. Ces roches sont en outre sillonnées par des veinules secondaires de quartz recristallisé. *Les jaspes verts* sont transparents. Ils possèdent la même structure que les précédents, mais ils renferment en abondance de très fines paillettes de chlorite. La *calcite* apparaît parfois dans ces jaspes, au voisinage des lentilles calcaires qui y sont intercalées.

Teneur en silice. — Une attaque de ces roches par le mélange HF. + SO^4H^2 m'a montré qu'elles étaient beaucoup plus riches en silice que celles étudiées par Marič au Sud du massif de Zlatibor. Trois échantillons de Bioska m'ont fourni les teneurs suivantes : 84,52 % ; 89,10 % ; 91,35 % de SiO^2 .

Les grès. — Les grès de la partie supérieure du Werfénien ressemblent beaucoup à ceux que nous avons décrits précédemment, mais ils renferment toujours de la calcite, surtout dans les couches supérieures. Le ciment est constitué par du quartz en grain fin, ou par de la calcite dans la partie supérieure de la série voisine des calcaires.

Les calcaires. — Le grain de ces roches est assez gros. Elles sont traversées par de nombreuses veinules de quartz, et renferment par places de la calcédoine. On y trouve parfois des Radiolaires (Šljivovica).

Le Trias moyen.

C'est surtout le faciès calcaire qui est le plus développé dans la région de Zlatibor. La partie inférieure de ce Trias est représentée parfois par des grès et jaspes (Stapari) surtout au Sud du massif, dans la région de Zlatar étudiée par M. Živković et Petković (63).

Virglorien. — D'après Živković (28) cet étage est représenté par les formations suivantes : a) calcaires noirs en plaquettes à *Dadocrinus gracilis* qui repose directement sur les couches du Werfénien ; b) calcaires à Brachyopodes indéterminables qui correspondraient aux roches analogues de Recoaro ; ils sont développés sur le versant nord de Tara et du Žljebac ; c) calcaires de Bulog (Bosnie) qu'on peut paralléliser avec ceux de Schreiralm (zone à *Ceratites trinodosus*). Ces formations sont représentées près de Užice et sur le plateau de Stapari par les calcaires roses ou rouges bréchoïdes, où M. Živković a trouvé des Ptychites. Ils sont très développés aussi à Zlatar, où le même géologue a décrit toute une faune très riche d'ammonites : *Ptychites flexuosus* Mojs., *Sturia sansowini* Mojs., *Orthoceras campanile* Mojs.

Ladinien. — Comme le virglonien, cet étage est représenté par des calcaires. Cependant, lorsqu'il est transgressif sur les lherzolites, par exemple dans le centre du massif (Zborište, Tara), le Ladinien possède le même faciès gréseux que le Werfénien. C'est dans ces localités qu'il est formé par des jaspes à Radiolaires et des grès traversés par des filons de dolérites.

Le faciès calcaire du Ladinien a été observé avec beaucoup d'exactitude par Živkovič près de Užice et à Stapari près de Djetinje (29).

On y trouve des fossiles caractéristiques des couches cassiennes : *Thamnastraea Zitteli.*, *Promatildia subornata* MSTR.

Les calcaires, blancs grisâtres, avec veinules blanches de calcite près de Vrutci et Žljebac et dans la partie centrale de Ponikve appartiennent probablement au Ladinien.

Le Trias supérieur.

Les formations de cet âge sont presque toujours calcaires : ce sont les plus développées dans la région de Zlatibor. Elles sont très souvent transgressives (Zborište, Tornik, Murtenica, Ponikve, Stapari, Ljubanje). On observe le mieux ce faciès transgressif dans la vallée de Jablanica et Dobroselica au Sud de Tornik. Ici la partie inférieure des calcaires est remplacée par des jaspes à Radiolaires et des grès traversés par des filons de dolérites. Ces couches occupent un synclinal assez profond dans lequel se sont déposés les calcaires du Carnien supérieur.

Le *Carnien* est formé, d'après Živkovič, par des calcaires blancs à *Ostrea montis Caprilis* KLIPSTEIN., et à la base par des calcaires à Megalodon. A Tornik, Loczy (16) a recueilli des fossiles qui ont été déterminés par Albrecht : *Pompeckjites cf. layeri* HAUER., *Daonella dinarica* ALBRECHT.

Le Norien est représenté par des calcaires blancs ou grisâtres très fissurés par places et renfermant en abondance des *Megalodon* surtout à la base de l'étage. Ils correspondraient aux calcaires de Dachstein dans le Tyrol. D'après Živković ils sont très développés près de Sušica et Stapani et sur le plus haut sommet de Tara. Je les ai trouvés également à l'Est de Dobroselica sur le versant NW de Čuletina, et sur le versant NW de Zborište. Dans ces dernières localités, le calcaire repose sur des formations gréseuses qui sont traversées par un puissant filon de dolérites qui pénètre même dans le calcaire.

LE CRÉTACÉ

Seul le Crétacé supérieur (Sénonien), du même type que celui de Gossau existe dans la partie occidentale du massif. Cette formation a été bien étudiée au point de vue stratigraphique et paléontologique par Živković (28) et Milovanović (19). Je m'occuperai surtout de sa base qui est transgressive sur le bord occidental du massif de Iherzolites, entre Štrpci et Zborište, et qui est constituée par des roches semblables à celles du Werfénien (jaspes et grès).

D'après Milovanović qui a décrit en détails cette série, on peut distinguer la succession suivante (Popovo Brdo et Ogradjenica à l'Ouest de Mokra Gora).

- 1) Conglomérats avec serpentines (à la base).
- 2) Quartzites et jaspes rouges ou noirs (avec pyrolusite).
- 3) Marnes, calcaires, grès avec intercalation des couches argileuses à *Glauconia*, *Turitella Cognandi*.

Toutes ces formations ressemblent à celles étudiées par Repelin dans le Sud-Ouest de la France (Campanien inférieur).

4) Couches à *Crassatella Macrodon*.

5) Couches à *Pyrgulifera pichleri*.

6) Horizon à *Natica bulbiformis*.

7) Calcaires à Rudistes, gris ou blancs fortement fissurés avec *Radialites squamosus*, *Sauvagesia meneghini*.

Toute cette série crétacée forme un synclinal dont l'axe est dirigé NW-SE (direction des Dinarides) et dont la partie orientale a été mieux conservée que le flanc occidental.

Étude microscopique des roches siliceuses de la base. —

Les parties gréseuses sont uniquement constituées par du quartz grenu, sans feldspath, ni mica, avec quelques débris de serpentine et un peu de giobertite.

Les jaspes sont identiques à ceux du Werfénien, mais ne renferment pas de Radiolaires.

Un fait intéressant à signaler est la richesse en magnésie des marnes de base de la série, et leur pauvreté en chaux.

CHAPITRE III

CÉNOZOÏQUE

LE TERTIAIRE

Le Tertiaire occupe quelques bassins isolés sur le pourtour du massif de lherzolites. Il est représenté par des formations d'eau douce caractérisées par les faunes et les flores suivantes : *Nitella (Chara) stacheana* UNG. La flore a été déterminée par Johann Tuzson sur des échantillons recueillis par Loczy (16). Bassin de Kremna : *Pinus holotana* UNG., *Caesalpina europaea* UNG. ; bassin de Bjelo Brdo : *Cinnamomum subrotundatum* Alb. Br.

Ces formations reposent directement sur les lherzolites ; on peut y distinguer, d'après Milovanovité, la succession stratigraphique suivante :

1. Conglomérat de base ; 2. Marnes jaunes en couches minces intercalées dans les jaspes ; 3. Calcaires marneux avec intercalations d'argile verte ; 4. Calcaires noirs à Algues.

La succession est identique dans les trois bassins, avec quelques légères variations. J'ai trouvé en outre dans ceux de Bioska et de Kačer des intercalations de lignite exploitable.

Au point de vue pétrographique ces couches ressemblent beaucoup, surtout à leur base, à celles du crétacé (Bassin de

Kremna). Au microscope, les jaspes sont identiques à ceux que nous avons étudiés précédemment. A Kacer on trouve une roche carbonatée pulvérulente qui ressemble à la craie, mais une analyse chimique qualitative m'a montré qu'elle renfermait de la silice, beaucoup de magnésie et peu de chaux ; ce fait est très probablement en liaison avec la proximité des lherzolites sous-jacentes. Les couches sont assez fortement plissées et affectées de nombreuses failles (Kremna, Bioska). Elles sont inclinées en général vers le Nord-Est et l'Est.

D'après Laskareff (15) qui a étudié plusieurs bassins tertiaires au Sud de Zlatibor (Sjenica), il y a synchronisme entre toutes ces formations qui se rencontrent à une grande altitude (1000 m.). Leur faune n'est pas assez caractéristique pour que l'on puisse en déterminer exactement les étages, mais elles sont identiques à celles de Bosnie et seraient à rapporter, d'après lui, au Miocène inférieur et moyen.

AGE DE LA MISE EN PLACE DU MASSIF ÉRUPTIF DE ZLATIBOR

Les observations faites précédemment sur les relations qui existent entre les roches éruptives basiques et les formations sédimentaires situées à leur contact, nous permettent de discuter l'âge de mise en place de ce magma.

Tout d'abord nous avons vu que le Trias inférieur (Werfénien) est transgressif sur toute la partie nord du massif de lherzolites soit directement, soit par l'intermédiaire des orthogneiss ou des paragneiss. De plus, les filons de dolérites qui accompagnent ces sédiments (grès et jaspes) traversent les lherzolites. Ces dernières sont donc

antérieures au Trias. Une autre preuve à l'appui de cette hypothèse est la présence d'un lambeau isolé de Trias supérieur transgressif (calcaire de Dachstein) en plein centre du massif (Tornik), à un niveau plus élevé que sa bordure nord. D'autre part l'étude des couches permo-carbonifères, situées au contact des lherzolites, montre que ces roches éruptives sont au moins antérieures au Permien puisque ces derniers renferment parfois des débris de serpentine ; elles seraient même antérieures à la partie supérieure des schistes phylliteux.

En aucun point, il n'a été possible d'observer des phénomènes de métamorphisme de contact entre ces roches basiques et les couches sédimentaires qui les recouvrent. On pourra faire à cette proposition l'objection très justifiée que les magmas lherzolitiques sont très pauvres en minéralisateurs et ne provoquent en général la formation d'aucun minéral néogène dans les roches qu'elles traversent (exceptées les Pyrénées). L'action de ces magmas est purement calorifique et de courte durée, mais peut toujours être constatée. Des roches riches en alumine comme les schistes phylliteux auraient donné naissance au contact immédiat des lherzolites à des roches à cordiérite, et dans les parties épaisses du massif comme celles existant au Nord de la région de Zlatibor ; à Jelova Gora on aurait même constaté des phénomènes de digestion des schistes phylliteux ou d'injection du magma dans ces roches. Or rien de semblable n'a pu être observé dans la région de Zlatibor.

On doit donc conclure que le massif de lherzolites était consolidé quand les schistes phylliteux se sont formés.

On peut encore objecter que nulle part on ne voit le caractère transgressif de ces roches sur les lherzolites.

Mais partout où on trouve les phyllites, on constate

qu'elles ont subi de très fortes pressions venant du NE qui les ont en partie transformées en paragneiss. Elles ont été ainsi poussées sur les lherzolites, et on peut admettre que pendant ce mouvement leur partie transgressive a été détruite. Ce mouvement se produisit avant le Trias, probablement au Permien. On trouve une preuve de ces actions dynamiques dans l'écrasement des lherzolites observé au contact des amphibolites et des schistes phylliteux. Cet écrasement a même été suivi parfois d'une recristallisation (Varda).

Enfin on remarquera que l'épaisseur des couches de phyllites situées sur le massif de lherzolites est relativement faible par rapport à leur épaisseur réelle observée à Jelova Gora. Ainsi le massif de lherzolite était déjà assez surélevé à cette époque et c'est seulement la partie supérieure de la série des schistes phylliteux qui a pu venir s'y déposer.

CONCLUSIONS

En résumé, cette étude d'ensemble sur le massif de roches basiques du Zlatibor nous a conduit aux résultats suivants, d'ordre pétrographique, stratigraphique et tectonique :

1° On doit distinguer dans ce massif, les types suivants de roches éruptives et cristallophylliennes :

a) Des *lherzolites* en constituent la majeure partie, et représentent les plus grandes formations de ces roches en Europe (excepté l'Oural). Elles sont uniformément serpentinisées par des actions pneumatolytiques profondes.

b) Des *gabbros* appartenant en général aux *allivalites* ou à des types normaux à pyroxène. Ils se sont formés à des époques différentes mais très rapprochées, sur la bordure du massif de lherzolites.

c) Des *dolérites en intrusions*, surtout dans le Trias inférieur, souvent associées à des Radiolarites.

d) Des *schistes cristallins* constitués par des gabbros ouralitisés, des orthoamphibolites ou des paragneiss, ces derniers provenant probablement de la transformation des roches sédimentaires par des actions dynamiques.

2° Les *cycles géologiques* suivants peuvent être schématiquement reconstitués dans la région de Zlatibor.

1) Mise en place du massif de lherzolites et des

massifs de gabbros, transformés par la suite en orthoamphibolites (Bioska, Palisad) ou en gabbros ouralitisés (Varda).

2) Envahissement du massif par les sédiments profonds du Carbonifère.

3) Légère régression et formation des orthoamphibolites et des paragneiss par une poussée venue du Nord-Est.

4) Commencement de la transgression permo-triasique ; formation des radiolarites et intrusions doléritiques.

5) Progression de la transgression triasique qui submerge le plus haut sommet du massif (Zborište, Tornik).

6) Régression à la fin du Trias, et érosion pendant tout le Jurasique jusqu'au Crétacé supérieur (Campanien).

7) Nouvelle transgression crétacée avec formation des sédiments peu profonds de Gossau.

8) Régression et nouvelle action tectonique (alpine) provoquant quelques renversements locaux (Kaludjerske Bare, Bioska, Vrutci, Stapari, Palisad) sous l'influence de poussées venues du Nord-Est et même de l'Est.

9) Érosion jusqu'à la transgression tertiaire avec formation de bassins saumâtres et d'eau douce.

Remarque sur la tectonique générale des Dinarides. — La région que j'ai étudiée dans ce travail est située dans la zone interne des Dinarides, appelée par Kober : « Zentralides » ou plus précisément « Abyssalides ». Cette zone est caractérisée d'après lui par la formation des radiolarites et des « roches vertes », et au Crétacé par le faciès de Gossau. Elle aurait été, en même temps que la zone calcaire des Dinarides, charriée sur la zone appelée par lui « Externides ». Ce mouvement se serait produit pendant la formation des Alpes.

Je ferai remarquer en terminant que, sauf quelques contacts anormaux locaux, je n'ai jamais observé aucun char-

riage de grande envergure. D'autre part nous avons vu que si, les venues doléritiques sont triasiques, la majeure partie du massif des roches basiques est antérieure au Trias. Sa mise en place n'est donc pas alpine, mais, on peut dire que son démantèlement est sans doute lié en partie aux mouvements qui ont provoqué la formation des Dinarides.

44° 17' 0" à l'Est de Paris

17° 15'

17° 30' 46° 30'

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA REGION DE ZLATIBOR (Serbie Occidentale)

PAR STOYAN PAVLOVITCH



LEGENDE

- Lherzolites serpentinisées
- Gabbros
- Amphibolites (Ortho et Para)
- Dolérites
- Gres, quartzites ou calcaires triasiques avec intrusions doléritiques
- Schistes phylliteux carbonifères
- Grès et quartzites triasiques normaux
- Calcaires triasiques
- Crétacé
- Tertiaire

Echelle 1:150.000^{dms}

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 km.

Tracé topographique copié d'après la feuille Vardište
de la carte de l'Institut géographique Militaire de Yougoslavie

INDEX BIBLIOGRAPHIQUE

1. ALIECHKOFF, A. N. — Le massif de dunites et de péridotites de l'Oural du Nord (en russe); *Matériaux du Comité des Expéditions et des Recherches de l'Ac. des sc. de l'U. R. S. S.* Fasc. 18, 1929 p. 1-120.
2. BENSON, W. N. — The origin of Serpentin; *Amer. Journ. of Science*, 3^e série, Vol. 44, n° 276, 1918 p. 235.
3. CAILLÈRE, S. — Sur les caractères spécifiques de la bowlingite. *C. R. Ac. des Sc.*, T. 200, 1935 p. 1483.
4. CAILLÈRE, S. — Étude de la dissociation thermique des minéraux des serpentines; *C. R. Ac. des Sc.*, T. 196, 1933, p. 628.
5. — GAUBERT, P. Sur la coloration artificielle des minéraux; *C. R. Ac. des Sc.*, T. 144, 1907, p. 761.
6. HAMMER, W. — Ergebnisse der geologischen Forschungsreisen in West Serbien. I. Die basischen Intrusionmassen Westserbien; II. Die Diaboshorsteinschichten *Ak. d. Wissensch. Wien, Denkschriften Math. Nat. Klass.*, V. 98, 1923, p. 11
7. HARKER, A. — Geology of the Small Isles of Invernesshire; *Mem. Geol. Survey Scotland*, 1908, p. 69,
8. HESS, H. H. — Problem of serpentinization and the origin of certain chrysotile, asbestos, talc and Soapston deposits; *Econ. Geol.*, V. 28, 1933, p. 634,
9. KOSSMAT, F. — Bericht über eine geologische Studienreise in den Kreisen Mitrovica, Novi- Bazar und Prijepolje, Altserbien; *Bericht über die Verhandlungen d. Königl. Sächsischen ges. d. Wissenschaft. zu Leipzig*. Bd. 86, 1916, p. 169-175.
10. LACROIX, A. — Les phénomènes de contact de quelques ophites

- des Pyrénées ; *Bul. de la carte Géol. de France*, T. VI, N° 42, 1895, p. 89-131.
11. LACROIX, A. — Etude Minéralogique de la Lherzolite des Pyrénées et de ses minéraux de contact. *Nouv. Arch. du Muséum* ; V. VI, 3^e série, Paris, 1894, p. 209-309.
 12. LACROIX, A. — Classification et nomenclature des Roches éruptives ; extrait de : *Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine* ; *Bul. Service Géol. de l'Indochine*, V, 20, fasc. 3, 1933 ; p. 39.
 13. LACROIX, A. — Les péridotites des Pyrénées et les autres roches intrusives non feldspathiques qui les accompagnent ; *C. R. Ac. des Sc.*, V. 165, 1917, p. 381.
 14. LACROIX, A. — Minéralogie de Madagascar, T. II, 1922, p. 665.
 15. LASKAREV, V. — Guide de la carte géologique de la feuille Sjenica (en serbe), Belgrade, 1933, p. 10.
 16. LÒCZY, L. Sen. — Geologische Studien in Westlichen Serbien ; *II Vol. Geologie 4^e*, 146 p., 2 cartes géol., 1 : 200000 ; 57 fig. Berlin, Leipzig, 1924.
 17. LOEWINSON-LESSING, F. — Sur l'autocatalyse magmatique et les minéraux protopneumatolytiques des roches ignées ; *Bul. Soc. Franc. de Minéralogie*, V. 45, 1922 p. 36.
 18. MARIĆ, L. — Etude géologique de Stara Raška (en serbe) ; *C. R. Ac. Roy. Serbe*, V, 158, classe I, 1933, p. 145-187.
 19. MILOVANOVIĆ, B. — Contributions à l'étude géologique de la Serbie Occidentale (en serbe) ; *Ann. géol. de la Péninsule Balkanique*, T. 11, fasc. 2, 1933, p. 132-160.
 20. MILOVANOVIĆ, B. — Les problèmes géologiques et tectoniques du massif de Zlatibor (en serbe) ; *Ann. géol. de la Péninsule Balkanique*, T. XII, fasc. 1, 1934, p. 24-107,
 21. NEWHOUSE, W. H. — Opaque oxides and sulphides in common igneous rocks ; *Bull. of geol. Soc. America*, V. 47, 1936, p. 1-52.
 22. ORCEL, J. — Recherches sur la composition chimique des chlorites ; *Bull. Soc. Franç. Minéralogie*, T. 50, 1927, p. 355.
 22. bis. PAVLOVITCH, S. — Les gisements de giobertite de la région de Zlatibor (Serbie occidentale) ; *Bull. Soc. Franç. de Minéralogie*, T. 54, 1931, p. 95.
 23. PETKOVIĆ, K. — La coupe géologique de Krš sous Gradac près Sjenica (en serbe) ; *C. R. Acad. Royale Serbe*, T. 162, 1934 p. 75.

24. TUČAN, F. — La lherzolite de Krnda et ses produits de transformation (en serbe) “ *Rad* ” *Acad. Yougoslave des Sciences et Arts*, T. 244, 1932, p. 48-73.
25. VOGT, J. H. L. — The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks ; *Skrift. Vidensk. Selsk., Math. Natur. Klasse*, T. II, N° 15, Oslo, 1924.
- 25 bis. WELLS, F. G. — The hydrothermal alteration of serpentinite ; *Amer. Jour. of Scienc.*, 5^e série, T. 18, 1929, p. 35-52.
26. WINCHELL, A. N. — Further studies in the Amphibol group ; *Amer. Miner.*, T. 16, N° 6, 1931 p. 250.
27. WINCHELL, A. H. — *Americ. Geol.*, V. 26, 1900, p. 199,
28. ŽIVKOVIĆ, M. — La géologie des environs d'Źice ; *Rapport du Lycée d'Źice pour l'année 1907* (en serbe).
29. ŽIVKOVIĆ, M. — L'étage ladinien à Stari (en serbe) ; C. R. sommaire Soc.Géol. Serbe, *Ann. géol. de la Pénins. Balkanique*, T. 11, 1933, p. 168.
30. ŽUJOVIĆ, J. M. — La géologie de la Serbie, T. I. Géologie régionale (en serbe). T. II. Les roches éruptives (en serbe). *Acad. Royale Serbe, Editions Spéciales*, 1893.
-

DEUXIÈME THÈSE

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

Structure cristalline et constitution chimique des micas.

VU ET APPROUVÉ :

Paris, le 12 juin 1936.

Le Doyen de la Faculté des Sciences,
CH. MAURAIN.

VU ET PERMIS D'IMPRIMER :

Le Recteur de l'Académie de Paris,
S. CHARLÉTY.

